

Universidad Nacional Autónoma de México



Centro de Geociencias
Posgrado en Ciencias de la Tierra



**Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas,
Coahuila, México**

T E S I S

Que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias de la Tierra
(Geología Estructural y Tectónica)

presenta

Gabriel Chávez Cabello

Marzo de 2005



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

A Dios

A mi Universo, mi sol y mi luna:

Vicky, Alan y Andrea...

A mis padres: Victoria Cabello Leal y Armando Chávez Pineda

A todos mis hermanos.....

María Eugenia, Mariano, Baltazar, Ana María, Armando, Pedro, Enrique, Mónico y Victoria

A la familia Cuéllar-Treviño, especialmente a mis suegros por todo su respaldo:

Sra. Elva Treviño Barrón y Sr. Salomón Cuéllar Jiménez....

Suegro... ¡¡¡Gracias por ser un ejemplo de vida!!!

AGRADECIMENTOS

Nunca terminaré de agradecer al **Dr. José Jorge Aranda Gómez** su infinita disposición y apoyo de toda índole para que la meta del grado de Doctor en Ciencias pudiera ser alcanzada. Me he encontrado con grandes científicos y grandes amigos académicos durante mi andar en la ciencia, pero nunca con alguien que reuniera solidaridad, generosidad, respeto y amistad, amén de su capacidad científica y liderazgo, ¡¡¡Gracias Doc!!!.

Agradezco infinitamente a mi *alma mater* la Universidad Autónoma de Nuevo León por otorgarme la beca PROMEP (Programa para el Mejoramiento del Profesorado) junto con la Secretaría de Educación Pública, para la realización de mi doctorado en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, mi segunda casa. El Dr. José Rosbel Chapa Guerrero y después el Dr. Héctor de León Gómez, como directores de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL, me ofrecieron su apoyo incondicional para llevar a buen término este proyecto de vida, sin su apoyo esta meta no se hubiera alcanzado.

Agradezco muy especialmente al Dr. Gustavo Tolson Jones y a la Dra. Ofelia Morton Bermea por aquellas primeras visitas al Cerro del Mercado, sus palabras de motivación y soporte académico para arrancar mi proyecto doctoral en Coahuila, su respaldo y co-asesorías de más de uno de los que, en ese tiempo, eran aún estudiantes de licenciatura, fue clave durante mi investigación doctoral. El Dr. Roberto Stanley Molina Garza como responsable del Posgrado, miembro de mi comité de tesis y colega, me hizo sentir como en casa durante mi estancia en Juriquilla, gracias por todo tu respaldo y apoyo Roberto, espero que la colaboración nunca termine. Agradezco también al Dr. Luca Ferrari Pedraglio, director del Centro de Geociencias, por todo su apoyo brindado durante mi estancia en el CGEO y por su respaldo académico. También agradezco a todos los investigadores del CGEO por las experiencias compartidas y el enriquecimiento científico que me dieron en tantos seminarios y charlas personales, su disposición a aclarar dudas no se paga con nada.

A los miembros de mi comité tutorial: Drs. José Jorge Aranda Gómez, Roberto Stanley Molina Garza, Peter Schaaf y Gustavo Tolson Jones. Así como a los Drs. Dante Morán Zenteno, Ofelia Morton Bermea y Duncan Keppie quienes revisaron mi trabajo, formaron parte del jurado examinador y sobre todo por sus correcciones las cuales me permitieron integrar una tesis más completa... Muchas Gracias!!!. Al Dr. Alexander Iriondo por su apoyo en los fechamientos de rocas y sus explicaciones detalladas sobre el método... Gracias Alex!!!.

Agradezco al Dr. Arturo Gómez Tuena por sus valiosos comentarios al capítulo VII (geoquímica) de mi tesis... Gracias Arturo por ser generoso y compartir conmigo tu conocimiento sobre el tema. Durante mi estancia en Juriquilla, el Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego me revisó dos artículos que finalmente salieron publicados, sus correcciones y valiosos comentarios a estos permitió también que mi tesis fuera mejor... Mil gracias Ángel!!!. Agradezco también a la Dra. Teresa Orozco Esquivel quién me recibió en su casa cuando recién llegué a Querétaro y por estar siempre al pendiente de mi desarrollo en Juriquilla, Gracias Tere!!!.

También agradezco al CONACyT por el apoyo recibido a través del proyecto clave 37429-T: Geología y petrología de las localidades con xenolitos en México: III Localidades en regiones adyacentes a la porción meridional de la Provincia Cuencas y Sierras, otorgado a mi asesor el **Dr. José Jorge Aranda Gómez**, del cual se obtuvieron la mayoría de los recursos económicos para fechamientos, geoquímica, trabajo de campo y para diez becas de estudiantes de licenciatura de la Facultad de Ciencias de la Tierra de Linares. La Universidad Autónoma de Nuevo León me dio los

primeros apoyos a través de dos proyectos PAICYT (2000 y 2001), los cuales me permitieron obtener los primeros resultados, a partir de los cuales nació el anteproyecto de investigación doctoral original que sometí para ser aceptado en el posgrado de Ciencias de la Tierra de la UNAM... Gracias UANL!!!. Otros recursos asignados a mi persona fueron proporcionados por el PAEP (Programa de Apoyo a Estudiantes del Posgrado) de la UNAM.

Agradezco al Dr. Gustavo Tolson Jones por invitarme a participar en el proyecto del Hundido, financiado por la empresa BETA SAN GABRIEL, durante el último año de mi investigación doctoral. Agradezco a la empresa por sus apoyos económicos, logísticos y de toda índole, especialmente agradezco a los Ings. Ernesto Ocaranza y Gustavo Díaz de León por su disposición, confianza y ayuda incondicional durante nuestro trabajo en El Hundido. Con la M.C. Elisa Fitz Díaz, el Cand. a Ing. Geólogo Daniel Bolaños y el Cand. a M.C. Gildardo Alonso González Naranjo afiné muchas de las ideas y conclusiones de mi investigación doctoral, sí!!! fueron muchos gritos y sombrerazos que hoy agradezco a todos por sus excelentes contribuciones, especialmente las de Elisa Fitz.

La familia Velasco-Segura de la ciudad de Monclova me brindó a mí y a mis estudiantes un apoyo increíble durante nuestras largas campañas de cartografía y muestreo geoquímico en el Cinturón de Intrusivos Candela Monclova. El Sr. Jorge Velasco con sus palabras sabias e incontables llamadas telefónicas permitió que se abrieran muchas puertas de ranchos ganaderos, de particulares celosos e incrédulos de los problemas que trataba de resolver en mi investigación, sin su ayuda, ¡¡¡imposible haber realizado la cartografía y muestreo de los intrusivos... Muchas Gracias Don George!!!; su hijo, Jorge Velasco Segura, también fue un pilar más en el que me apoyé para que todo esto ahora sea realidad... Gracias George Jr.!!!.

Agradezco a todos los estudiantes de la Facultad de Ciencias de la Tierra que fueron mis tesis y que ahora están incorporados en la Iniciativa Privada o desarrollan posgrados en diferentes instituciones del país... si, a Ustedes, por creer en este proyecto que ahora me permite aspirar al grado de Doctor en Ciencias, por darme todo su respaldo y motivarme a seguir adelante... **SÍ!!!** Ings. Guillermo Daniel Terrazas Calderón, Mario Alberto Porras Vázquez, Jesús Alberto Tovar Cortés, Andrés Cano González, Mayra Alejandra Valdez Reyes, Iair Montemayor Sánchez, Irving Rafael Arvizu Gutiérrez, José Guadalupe Cavazos Tovar, Janett Josefina García Quintero, Daniel Allen González Becerra y Gildardo Alonso González Naranjo... **LA PIRÁMIDE ESTA TERMINADA!!!**.

Otra vez queda demostrado... de los estudiantes nunca dejamos de aprender!!!, el Cand. a M.C. Gildardo González Naranjo, mi estudiante, me empujó, motivó y apoyó incondicionalmente en el cierre de este ciclo... Gracias Gildardo por no permitir que me relajara!!!. José Jonathan Jasso Saldaña también fue un gran apoyo por lo que le estoy eternamente agradecido... JON, pronto alcanzaremos tu meta!!!.

Al personal administrativo del CGEO: Lic. Dionisio León, C.P. Elena Galván, Ing. Emilio Nava, LSCA. Juan Manuel López, Lic. Teresa Soledad Medina Malagón, Marta Pereda, M.C. Gabriel Origel, M.C. Jesús Silva, Teresita de Jesús Pérez, Guadalupe Hernández y Juana Pérez, y a todo el personal de vigilancia e intendencia que me resolvieron siempre los problemas logísticos de abrir puertas durante los fines de semana que tuve que trabajar en el CGEO. A los estudiantes con los cuales conviví durante mi estancia en Querétaro: Lupillo, Irving, Janett, Gildardo, Ignacio Navarro, Carlos, Eloisa, Paula, Edgar, Nora, Jorge (Shak), Oscar, Rafael, Fernando, Janet SLP, Blanca, Laura, Issac, todos los Jaibos, Amador, Andrea, Mariano, Rodolfo, Norma, Martín, Ricardo, José Luis, Margarito, José María, Miguel, y a todos los que omito pero que sin duda contribuyeron de alguna manera para que lograra mi gran meta de terminar la presente tesis.

Quiero agradecer también al personal del LUGIS del Instituto de Geología muy especialmente al Ing. Rufino Lozano Santacruz y a Patricia Girón por todo su apoyo en las determinaciones de elementos mayores y traza con el equipo de Fluorescencia de Rayos-X. A Elizabeth Hernández del laboratorio ICP-MS del Instituto de Geofísica, así como también a la maestra Gabriela Solís Pichardo, Juan Julio Morales, Teodoro Hernández y María del Sol Hernández del LUGIS (espectrometría de masas) quienes me apoyaron incansablemente durante la separación de Sr, Nd y Pb para las determinaciones isotópicas que fueron una de las contribuciones más importantes de mi tesis.

Al Ing. José Gregorio Solorio Munguía por su apoyo en las separaciones minerales para los fechamientos por Ar/Ar y Th/Pb. Al M.C. Gabriel Origel Gutiérrez por su asistencia durante la impresión de mapas y apoyo técnico para el manejo de imágenes digitales. Al M.C. Jesús Silva Corona por su soporte en el manejo de software para la edición de la versión final de la tesis. El apoyo de la Lic. Teresa Soledad Medina Malagón y de Teresita Pérez Cruz fue fundamental en la localización de literatura antigua y actualizada, sin su ayuda me hubiera atrasado en mi investigación, muchas gracias mujeres apasionadas de su trabajo!!!. Agradezco al LSCA Juan Manuel López por su asistencia continua en el área de computo durante toda mi estancia en Juriquilla, gracias por actualizar siempre los antivirus, eso me permitió no sufrir invasiones de virus que pusieran en riesgo mis avances... Mil gracias!!!.

Marcos Ortega Yuriar me apoyó durante la trituración y pulverización de mis muestras, el Sr. Crescencio Garduño Paz, Juan Tomás Vázquez Ramírez y Oscar Aguilar Moreno me ayudaron en el laboratorio de elaboración de secciones delgadas, a todos ellos muchas gracias!!!.

La Sra. Guadalupe Hernández, Juana Pérez y la Contadora Elena Galván me atendieron incontables ocasiones en la administración y me resolvieron muchísimos problemas administrativos que me facilitaron la vida en Juriquilla, sin su ayuda en muchas ocasiones se me hubieran atrasado salidas a campo, a congresos, vueltas al D.F., entre muchas otras tareas fundamentales de mi investigación doctoral... Mil gracias señoras por ser tan eficientes en su trabajo.

La incorporación de la Sra. Marta Pereda como secretaria del posgrado fue fundamental para poder tener un control real de mi papelería y tener la certeza de que había cumplido con todos los requisitos necesarios para poder realizar mi examen de grado... Gracias a ella hoy los estudiantes del CGEO están tranquilos, hoy hay a alguien eficiente y de confianza que nos brinda la seguridad y nos informa oportunamente de todas las tareas que debemos cumplir dentro del posgrado para poder encaminarnos a nuestra anhelada meta... nuestro título de Maestro en Ciencias o Doctor en Ciencias... gracias Marta!!!.

CONTENIDO

<i>Lista de Figuras</i>		<i>i</i>
<i>Lista de Tablas</i>		<i>xi</i>
<i>Lista de Mapas</i>		<i>xii</i>
<i>Lista de Abreviaturas y Nomenclatura</i>		<i>xiii</i>
<i>Resumen</i>		<i>xv</i>
<i>Abstract</i>		<i>xvi</i>
Capítulo I	Generalidades	
1.1	Introducción	1
1.2	Localización del área de estudio	6
1.3	Objetivos	6
1.4	Metas	7
1.5	Metodología	7
Capítulo II	Marco Geológico Regional	
2.1	Evolución Tectónica Pre-Mesozoica	10
2.2	El terreno Coahuila y el arco permo-triásico	12
2.3	El arco Triásico Tardío-Jurásico	17
2.4	Apertura del Golfo de México	20
2.5	Fallas principales del basamento en el noreste de México	25
	2.5.1 Falla Mojave-Sonora (MMS)	25
	2.5.2 Fallas San Marcos y la Babia	28
	2.5.3 Falla Tamaulipas-Chiapas o Transformante de Tehuantepec	29
Capítulo III	Orogenia Laramide	
3.1	Introducción	31
3.2	Estilo de la deformación	36
3.3	Mecanismos de la deformación	37
3.4	Actividad Magmática	45
3.5	Edad de la deformación	49
3.6	La deformación Laramide en el noroeste de México	51
3.7	La deformación Laramide en el noreste de México	53
Capítulo IV	Geología Local	
4.1	Trabajos Previos	55
4.2	Estratigrafía	58
	4.2.1 Paleozoico-tardío- Mesozoico temprano (ígneo-metamórfico)	58
	4.2.2 Mesozoico tardío-Cenozoico temprano (marino sedimentario)	59
	4.2.3 Magmatismo del Eoceno-Oligoceno	62
	4.2.4 Magmatismo volcánico de Eoceno-Oligoceno	66
	4.2.5 Magmatismo del Plio-Cuaternario	68
4.3	Aspectos estructurales	68

	4.3.1 El Cinturón Plegado de Coahuila (CPC)	
	4.3.2 El Bloque de Coahuila	70
	4.3.3 El Cratón Coahuila-Texas	71
	4.3.4 Las Cuencas de Antepaís	72
	4.3.4.1 Las Cuencas de Parras y La Popa	72
Capítulo V	Análisis Estructural	
5.1	Análisis estructural de la Falla San Marcos y sur de la Cuenca de Sabinas	75
5.2	Secuencias estratigráficas asociada a la actividad de la FSM	78
5.3	Instauración de la FSM	80
	5.3.1 Plegamiento del Jurásico Tardío (?) en Valle San Marcos	81
	5.3.2 Fallamiento del Jurásico Tardío en Potrero Colorado	85
5.4	Reactivaciones de la FSM	93
	5.4.1 PRIMER ETAPA: Reactivación del Cretácico Temprano	93
	5.4.2 SEGUNDA ETAPA: Reactivación “Laramide” del Paleógeno	95
	5.4.2.1 Plegamiento Laramide	95
	5.4.2.2 Fallamiento Laramide en el Valle de San Marcos	100
	5.4.2.3 Fallamiento Laramide en Potrero Colorado	106
	5.4.2.4 Fallamiento Laramide en Sierra Mojada	107
	5.4.3 TERCERA ETAPA: Fallamiento del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano	108
	5.4.4 CUARTA ETAPA: Fallamiento Normal del Plioceno-Cuaternario	113
5.5	Acerca del origen de la FSM	114
5.6	Sobre las reactivaciones de la FSM	116
Capítulo VI	Relaciones entre la deformación Laramide y el emplazamiento del Cinturón de Intrusivos Candela Monclava (CICM).	
6.1	Introducción	121
6.2	Tipos de emplazamientos magmáticos	123
	6.2.1 Plutones pre-tectónicos	123
	6.2.2 Plutones sin-tectónicos	124
	6.2.3 Plutones post-tectónicos	124
6.3	Aspectos estructurales generales de los intrusivos del CICM	127
6.4	Estilos de deformación y su relación con los intrusivos del CICM	131
	6.4.1 Plutones post-tectónicos del CICM	136
	6.4.2 Plutones sin-tectónicos del CICM	145
	6.4.2.1 Intrusivo Cerro del Mercado	145
	6.4.2.2 Intrusivo La Soledad	157
	6.4.3 Plutones Pre-Tectónicos del CICM	162

Capítulo VII	Geoquímica	
7.1	Introducción	166
7.2	Métodos analíticos	169
	7.2.1 Muestreo, trituración y pulverizado de muestras	169
	7.2.2 Determinación de elementos mayores y traza	171
	7.2.3 Separación elemental	173
	7.2.3.1 Separación de Sr y Nd (sin trazador)	173
	7.2.3.2 Separación de Rb, Sr, Sm y Nd (con trazador)	175
	7.2.3.3 Separación química de Pb	176
	7.2.4 Determinaciones isotópicas	177
	7.2.5 Procedimiento analítico para el fechamiento por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	178
7.3	Resultados	181
	7.3.1 Elementos mayores	182
	7.3.2 Elementos traza	187
	7.3.3 Isotopía del CICM	193
	7.3.3.1 ¿Contaminación cortical?	196
	7.3.3.2 Contribución de sedimentos oceánicos	208
	7.3.3.3 ¿Fusión de corteza oceánica?	210
	7.3.3.4 Resumen y conclusiones de este capítulo	213
Capítulo VIII	Discusión	
8.1	Sobre la Orogenia Laramide en el noreste de México	217
	8.1.1 Origen de las estructuras laramídicas en Coahuila:	218
	¿Transpresión izquierda?	
	8.1.1.1 Fases de la deformación Laramide en Coahuila	222
	8.1.2 Fin de la deformación Laramide	229
8.2	Edad de cambio de fuente magmática	231
8.3	Componentes involucrados en la generación de los magmas	234
8.4	Relación de la deformación y el magmatismo con la tectónica de placas	236
Capítulo IX	Conclusiones	248
	Referencias	250
	ANEXO I: Carta geológica	
	ANEXO II: Secciones geológicas	
	ANEXO III: Datos de elementos mayores en % y de elementos traza en partes por millón, determinados por Fluorescencia de Rayos-X e ICP-MS (tierras raras).	
	ANEXO IV: Norma CIPW de las rocas del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova y Sierra de Picachos.	

LISTA DE FIGURAS

Figuras	Descripción	Pág.
Figura 1-1	Marco estructural regional del terreno Coahuila y localización del área de estudio (Adaptada de Anderson and Schmidt, 1983; Sedlock <i>et al.</i> , 1993 y Jones <i>et al.</i> , 1995). COOM: Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon, FSM: Falla San Marcos, FLB: Falla La Babia, CCT: Cratón Coahuila-Texas, CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, y BC: Bloque Coahuila.	4
Figura 2-1	Afloramientos del cinturón granítico permo-triásico de México que define al arco que existió en el borde oeste de Pangea (Torres <i>et al.</i> , 1999). Nótese que se muestra la relación de este arco con respecto a la distribución de los terrenos tectónicos de acuerdo a Coney y Campa (1987).	14
Figura 2-2	Modelo esquemático que representa la evolución geológica del norte de México por medio de secciones este-oeste. Nótese que a partir del Jurásico Tardío la cuenca del Golfo de México actuó como un margen pasivo. La influencia de la actividad tectónica en el margen Pacífico gradualmente afectó a toda la región produciendo los cambios más notables durante la orogenia Laramide (Tomado de Goldhammer, 1999).	25
Figura 2-3	Fallas y altos estructurales del basamento en el noreste de México, suroeste de Texas y sur de Nuevo México. Abreviaturas: NL: Nuevo Laredo; TA: Tampico; CV: Ciudad Victoria; S: Saltillo; M: Monterrey (Adaptado de Padilla y Sánchez, 1982 y Goldhammer <i>et al.</i> , 1991).	28
Figura 3-1	La Cordillera de América del Norte se extiende de manera continua desde Alaska hasta el sistema de fallas Polochic-Motagua en la frontera México-Guatemala. Como primer aproximación se le puede dividir en el cinturón de pliegues y cabalgaduras (gris) y el conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del occidente. En los EUA el cinturón de pliegues y cabalgaduras comprende los orogenos Sevier y Laramide. En México el cinturón de pliegues y cabalgaduras incluye los cinturones de Chihuahua-Coahuila y la Sierra Madre Oriental (modificado de Campa, 1985 y Coney and Evenchick, 1994).	33
Figura 3-2	Distribución de los magmas en espacio y tiempo para la parte norte de México (Clark <i>et al.</i> , 1982).	47
Figura 3-3	Diagrama que muestra el inicio sincrónico de la orogenia Laramide durante el Maastrichtiano, mostrado por la banda gris inferior, y la terminación diacrónica del evento durante el Eoceno, indicado por la banda escalonada gris superior. Los cuadros negros indican la edad de sedimentos no marinos correlacionables con cuencas cercanas, los cuales marcan el inicio del levantamiento Laramide. Los círculos negros corresponden al desarrollo inicial de un depocentro local asociado al evento Laramide. Los triángulos negros indican la edad de sedimentos detríticos, los cuales fueron erosionados en las zonas de levantamiento cercanas, transportados y depositados dentro de las cuencas (Tomado de Dickinson <i>et al.</i> , 1988). NM: Nuevo México, CO: Colorado, WY: Wyoming, y MT: Montana.	51
Figura 3-4	Cronología de eventos sedimentarios significativos en las cuencas de antepaís del cinturón de la Sierra Madre Oriental durante la orogenia Laramide en México. La línea delgada indica el tiempo de aceleración de la subsidencia; la línea gruesa indica el tiempo de deposición fluvio-deltáica, implicando levantamiento por plegamiento y cabalgadura; la línea discontinua indica el	53

	<p>tiempo de los eventos con cierta incertidumbre; la línea en <i>zig-zag</i> horizontal indica el tiempo de discordancia angular regional. Ma: Millones de años; C-Ch: Cuenca de Chihuahua; C-P-LP: cuencas de Parras y La Popa; C-T-M: Cuenca Tampico-Mizantla y C-V: Cuenca de Veracruz (Adaptada de Ye, 1997).</p>	
Figura 3-5	<p>Carta geológica-estructural de la región de las cuencas de Parras y La Popa. Nótese el plegamiento polifásico indicado por las diferentes orientaciones (Adaptado de McBride <i>et al.</i>, 1974 y Ye, 1997).</p>	55
Figura 4-1	<p>Mapa geológico-estructural regional del terreno Coahuila. Se muestra la distribución de afloramientos principales y su relación con las estructuras generadas durante la deformación Laramide del Terciario Temprano, así como la relación de estas con respecto a las principales fallas de basamento y zonas de sutura dentro y en los bordes del terreno. LT: Lineamiento de Texas, CCT: Cratón Coahuila Texas, FLB: Falla La Babia, COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon, CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, ILM: Isla La Mula, IM: Isla de Monclova, CLP: Cuenca La Popa, BC: Bloque Coahuila, FSM: Falla San Marcos, CP: Cuenca de Parras, MSM: Megacizalla Sonora Mojave, SP: Sierra de Parras y CM: Curvatura de Monterrey.</p>	62
Figura 4-2	<p>Tabla de correlación estratigráfica regional del terreno Coahuila. Se muestran las columnas litológicas características de la Cuenca de Sabinas y del Bloque de Coahuila (adaptada de Garza, 1973 y Eguiluz, 2001). COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon, FSM: Falla San Marcos y MSM: Megacizalla Sonora Mojave.</p>	66
Figura 4-3	<p>Distribución de las rocas ígneas del Eoceno-Oligoceno en el terreno Coahuila y áreas adyacentes, así como de las principales fallas normales y el magmatismo Plio-Cuaternario. En el recuadro se presentan de manera esquemática la distribución de rocas volcánicas cenozoicas y fallas normales relacionadas al evento Cuencas y Sierras. CVLE: Campo Volcánico Las Esperanzas, CVC: Campo Volcánico de Camargo; CVLC: Campo Volcánico Las Coloradas y CVO: Campo Volcánico de Ocampo; las demás abreviaturas son como en la Figura 4-1.</p>	69
Figura 5-1	<p>Mapa geológico generalizado del estado de Coahuila y regiones adyacentes. En él se muestran la localización de las estructuras mayores de basamento como el Texas Lineament (TL), las fallas de La Babia (FLB), San Marcos (FSM) y la traza inferida de la Megacizalla Sonora-Mojave (MSM). Nótese que las fallas La Babia y San Marcos separan regiones con estilos contrastantes de deformación, como el Cratón Coahuila-Texas (CCT) del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), y este a su vez del Bloque de Coahuila (BC), respectivamente. Estructuras de segundo orden en el basamento también parecen limitar a rasgos paleogeográficos importantes como la Isla La Mula (ILM) e Isla de Monclova (IM). Otros rasgos morfológico-estructurales como la Saliente de Monterrey (SM), Sierra de Parras (SP) y las cuencas de antepaís de Parras (CP) y La Popa (CLP), Falla Almagre (a) y El Caballo (b) también son señaladas, así como varias localidades citadas en el texto. La franja marcada COOM representa a la prolongación sepultada del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon. Mapa integrado de Charleston (1981), Eguiluz (1984) e información de esta tesis. Los números del 1 al 8 indican localidades de la Figura 5-2b.</p>	78
Figura 5-2	<p>a) Correlación de los paquetes clásticos al norte de la FSM depositados entre el Jurásico Tardío y el Neocomiano y b) correlación estratigráfica en dirección perpendicular a la Falla San Marcos (Tomados de McKee <i>et al.</i>, 1990). En b), 1: Sierra de Jimulco, 2: Sierra de Parras, 3: Las Delicias/Acatita, 4: Sierra El Diablo, 5: Valle de San Marcos, 6: Cañón Barril Viejo, 7: Potrero de Padilla y 8:</p>	81

	Potrero de La Mula; la ubicación de estas localidades se presenta en la Figura 5-1.	
Figura 5-3	Carta geológica-estructural simplificada del VSM (ver Figura 5-1 para su localización). En el recuadro superior derecho se muestra el detalle de las estructuras en la zona de doblaje de la falla que fueron estudiadas por Molina-Garza <i>et al.</i> (2003) y Arvizu-Gutiérrez (2003). Nótese la distribución de las fallas que delimita a estas estructuras, las cuales tienen inclinaciones muy verticales que más adelante se describirán con mayor detalle.	85
Figura 5-4	Curva de Vagabundeo Polar Aparente para América del Norte que muestra la posición de los polos para las Capas Las Palomas, Serie Acatita y Formación Nazas. BT: Baja temperatura, AT: Alta temperatura, S: Sitio (tomada de Arvizu-Gutiérrez, 2003).	86
Figura 5-5	a) En la parte superior se observa un conjunto de fallas con arreglo en dominó. La inclinación de estas estructuras es aquella que se espera en fallas normales, pero el análisis de indicadores cinemáticos indica corrimientos dextrales más jóvenes sobre estas. Estas relaciones se interpretan como fallamiento normal inicial reactivado como lateral derecho; en la red se aprecia el rumbo, inclinación y las direcciones principales de los esfuerzos calculados para las fallas normales. La flecha blanca señala a una persona como escala en el horizonte, la clave PC-15 indica el número de la estación de fallas (ver Tabla 5-1 el tensor de esfuerzo calculado) y n: indica el número de datos de falla. b) fracturas <i>en echelón</i> que indican una cinemática izquierda local. Para algunos casos de las fallas laterales, se infirieron direcciones posibles de estrías con base en la orientación de los escalones de falla, por lo que los cálculos de las direcciones de los esfuerzos deben ser tomados con reserva, c) estratificación cruzada de gran escala en la eolianita de las Capas Colorado y d) modelo de <i>releasing bend</i> aplicable para las fallas normales y laterales derechas jurásicas de Potrero Colorado. La simbología que se muestra en esta figura aplica para todas las redes que se presentan en este trabajo.	88
Figura 5-6	Mapa geológico simplificado de Potrero Colorado empleado para ubicar las estaciones de fallas documentadas en esta zona. La localización de esta área se muestra en la Figura 5-1.	90
Figura 5-7	a) fallas normales que cortan el contacto entre limolita y arenisca de cuarzo de las Capas Tanque Cuatro Palmas en Potrero Colorado; nótese que la arenisca fue depositada después del fallamiento normal y posteriormente ocurrió la propagación de fracturas menores dentro de la arenisca a partir de las fallas normales más antiguas, así como asentamientos menores de los sedimentos; cerca del centro de la fotografía se muestra una navaja como escala. b) Falla lateral derecha en la limolita y arenisca de cuarzo de las Capas Tanque Cuatro Palmas que muestra que la falla al parecer ocurrió aún cuando los sedimentos estaban saturados de agua o presentaban baja litificación	91
Figura 5-8	Fosas y pilares en las Capas Colorado del Jurásico Tardío en Potrero Colorado. En la fotografía superior el afloramiento, en la parte inferior el dibujo muestra las relaciones de contacto y fallas reconocidas y, en la parte inferior derecha, la red estereográfica que muestra la dirección de compresión mínima NNE para estas fallas normales. Nótese que algunas de las fallas que forman arreglo de pilares y fosas en el centro del diagrama no cortan los estratos más jóvenes, mientras que la falla mayor al SSW desplaza a toda la secuencia. La falla mayor al SSW corresponde a una falla Neocomiana que corta el contacto entre la eolianita y la Formación San Marcos, mientras que las fallas menores en el centro de la fotografía se interpretan como evidencias de fallamiento sin-	93

- sedimentario del Jurásico Tardío. La flecha blanca en el dibujo inferior señala a una persona como escala. Los tonos diversos en el dibujo muestran contactos internos entre diferentes direcciones de estratificación cruzada en las Capas Colorado. PC-7 indica clave de estación de fallas y n: número de datos colectados en este sitio.
- Figura 5-9 Fallas que cortan el contacto entre las Capas Colorado y la Formación San Marcos al noroeste de Potrero Colorado. a) falla normal con salto de falla superior a 10 m y bloque caído hacia el NE, b) falla normal con bloque caído hacia el SW; esta falla con la de “a” forman una fosa tectónica y, c) arreglo de fallas normales en dominó con saltos de pocos metros y bloques caídos hacia el SW. Ninguna de estas fallas corta el contacto entre las Formaciones San Marcos y Cupido. La red estereográfica en “a” muestra las direcciones de compresión mínima obtenidas para este grupo de fallas. Las líneas blancas punteadas delimitan contactos litológicos. 96
- Figura 5-10 Arreglo casi perpendicular de ejes de pliegues en la parte suroeste del CPC. La línea punteada sub-paralela a la FSM al sur de esta, indica el lineamiento magmático al sur de la FSM. Este se obtiene al unir el cuello volcánico La Víbora, el intrusivo Las Tetillas y el Campo Volcánico Las Coloradas. Se desconoce la edad isotópica de estos cuerpos magmáticos, pero se cree que pueden ser del Plioceno con base en el nivel de erosión observado. Una excepción notable es el intrusivo Las Tetillas que se considera del Eoceno Tardío. ASF: Anticlinal Sierra La Fragua, ASSMP: Anticlinal Sierra San Marcos - Pinos, ASM: Anticlinal Sierra La Madera, AO: Anticlinal de Ocampo, AV: Anticlinal La Virgen, BC: Bloque Coahuila y CPC: Cinturón Plegado de Coahuila. 99
- Figura 5-11 Secciones geológicas simplificadas que ilustran la geometría de los anticlinales asimétricos desarrollados sobre la traza de la FSM. Se cree que esta geometría fue controlada principalmente por la inversión tectónica del sentido de movimiento de la FSM durante la deformación laramídica. a) parte media de Valle San Marcos, localización de sección en Figura 5-3, b) sección del anticlinal asimétrico de la Sierra La Fragua a través de Potrero Colorado, localización de sección en Figura 5-6 y, c) sección geológica de Sierra Mojada (tomada de McKee *et al.*, 1990), localización de sección en Figura 5-1; msnm: metros sobre el nivel del mar. 101
- Figura 5-12 Sección geológica que ilustra el fallamiento vertical en el suroeste del VSM. Las rocas del Paleozoico Tardío son yuxtapuestas contra las del Jurásico Tardío y estas, a su vez contra las del Cretácico Tardío (Modificado de McKee *et al.*, 1990), localización de sección en Figura 5-3. 102
- Figura 5-13 Modelo digital de elevación de la parte meridional del CPC y septentrional del Bloque de Coahuila. En él se muestra la localización de estaciones de falla realizada sobre la traza de la FSM en este estudio y el análisis de los datos colectados. La información indica acortamiento NNE a NE durante el Terciario Temprano. Los diagramas de la parte superior derecha e inferior izquierda ilustran el movimiento general del bloque de piso de la FSM durante la deformación Laramide. 105
- Figura 5-14 a) Zona de brecha vertical dentro de la caliza de la Formación Viesca con un espesor de casi 200, el recuadro inferior derecho corresponde al acercamiento presentado en “b”, b) Acercamiento de la zona de deformación y, c) Superficies de cizalla paralela a la estratificación (1) que es cortada y desplazada por zonas de brecha vertical (2) en el borde SSW de la brecha mayor. Se interpreta que estas estructuras representan a estructuras menores relacionadas con la primera 113

	(1) y segunda (2) fase de deformación en la Cuenca de Sabinas.	
Figura 5-15	a) y b) Redes estereográficas que muestran la proyección de datos de falla colectados en el área de Nuevo Delicias, ver Figura 5-10 para ubicar localidad. a) Fallas laterales en granitos del basamento del Bloque de Coahuila, b) Fallas normales en la secuencia del Cretácico Superior; nótese que las estructuras en a) y b) son paralelas a los alineamientos que son interpretados como productos de fallas regionales WNW de basamento. c), d), e) y f) son del intrusivo Tetillas, ver Figura 5-10 para ubicar localidad. c) Fallas conjugadas con desplazamiento lateral medidas dentro del intrusivo Las Tetillas del Eoceno Tardío, d) fracturas de enfriamiento que acomodaron movimientos laterales. e) Fallas normales con estrías ligeramente oblicuas hacia el este, consistentes con compresión mínima NW. f) Fallas normales con <i>pitch</i> cercano a 90° y rumbos altamente variables que definen una dirección de compresión mínima NE; la variabilidad en el rumbo de las estructuras es atribuida a que el fallamiento normal retomó planos preexistentes. Este es un ejemplo donde falla el programa <i>INVD</i> de Angelier (1990) para el cálculo del tensor de esfuerzos, debido a que los bloques interactúan entre ellos para acomodar la extensión (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997). Los diagramas c), d) y f) fueron tomados de García-Quintero (2004).	114
Figura 6-1	Patrones finales de foliación producidos alrededor de intrusivos pre-tectónicos (a y b), sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (e y f) de acuerdo con Paterson et al. (1991).	128
Figura 6-2	Localización de los intrusivos del CICM (1: La Iguana, 2: Cerro Colorado, 3: Carrizal o Imán, 4: Pico Candela, 5: Cerro Boludo, 6: Lobo Grande, 7: Lobo Chico, 8: Providencia, 9: Colorado, 10: Pánuco-I, 11: Pánuco-II, 12: San Lorenzo, 13: Marcelinos o Zarco, 14: Mercado, 15: Soledad y 16: Reforma), 17: intrusivo Las Tetillas 18: Sierra Picachos (18: Cerro las Nueces); a: alto, b: bajo.	132
Figura 6-3	Carta estructural regional del CPC. Se muestran dominios en donde existen distintos tipos de deformación. Las regiones ubicadas al sur de la Falla San Marcos y al norte de la Falla La Babia son áreas donde el basamento es poco profundo en comparación con la Cuenca de Sabinas. En la figura solo se muestran las estructuras regionales más importantes.	136
Figura 6-4	Lineamientos estructurales que generan la distribución de anomalías magnéticas de baja y alta frecuencia, los altos de basamentos definidas por estas, los intrusivos del CICM y los pliegues Laramide dentro del CPC. Nótese que existe una anomalía magnética de baja frecuencia con sus asociadas de alta frecuencia a escala regional que definen un cambio de los lineamientos estructurales en general para la parte oriental del CICM de rumbos NW en el oeste a NNW en el este. Es notable la correlación e influencia de basamento sobre la distribución de las facies (Eguiluz, 2001), estilos de deformación y magmatismo del CICM. Se destaca también que el magmatismo del CICM empezó en áreas donde no existen depósitos importantes de evaporitas. FSM: Falla San Marcos, AM: Anomalía Magnética.	138
Figura 6-5	a) Mapa regional del Complejo Candela y su relación con estructuras plegadas de la parte oriental del CPC. Nótese la dimensión de la anomalía magnética que genera el Complejo Candela y su efecto de rotación sobre las estructuras plegadas regionales en el noroeste. b) vista hacia el este del Complejo Candela que compone al volumen principal de magmatismo de la parte oriental del CICM. c) Dique radial emplazado hacia el NW desde el borde del intrusivo Providencia.	143
Figura 6-6	Carta y sección geológica del intrusivo Providencia. Este cuerpo está localizado	144

	en la parte oeste del Complejo Candela. Nótese la deformación producto de emplazamiento hacia el oeste del intrusivo y la rotación de ejes de mesopliegues laramídicos debido al emplazamiento ígneo forzado. Este intrusivo es considerado aquí como uno de los mejores ejemplos de emplazamiento post-tectónico dentro del CICM (modificado de González-Becerra, 2004).	
Figura 6-7	Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el intrusivo Cerro Boludo del Complejo Candela. Se muestran el diagrama K/Ca (a), espectro de edad aparente (b) y, la isócrona (c) para la muestra CB-1.	145
Figura 6-8	a) Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM). b) Modelo de elevación digital que muestra a los intrusivos Cerro del Mercado, La Soledad y San Lorenzo, así como rasgos estructurales lineales importantes en el área.	148
Figura 6-9	Panorámica de la morfología generada por los contrastes litológicos de las Formaciones del Cretácico Superior en los bordes del Cerro Mercado. Relaciones similares ocurren en la gran mayoría de los intrusivos del CICM.	149
Figura 6-10	a) Mapa geológico del intrusivo sin-tectónico Cerro del Mercado (modificado de Porras-Vázquez, 2002 y Terrazas-Calderón, 2002).	150
Figura 6-10	b) Sección geológica idealizada del intrusivo sin-tectónico Cerro del Mercado. Las redes estereográficas muestran: 1) fallas laterales paralelas a zonas de cizalla dúctil dentro del intrusivo, 2) pares conjugados de fracturas de cizalla congruentes con el sistema de fallas dentro del intrusivo, 3) fallas de empuje producto de emplazamiento cerca del contacto plutón-roca encajonante en la Fm. Tamaulipas Superior y, 4) fallas inversas conjugadas en la Formación Buda producto de emplazamiento. Las curvas discontinuas dentro del intrusivo (rojo) muestran la actitud de la foliación magmática (modificado de Porras-Vázquez, 2002 y Terrazas-Calderón, 2002).	151
Figura 6-11	Fotografía en sección delgada de una milonita colectada en el intrusivo Cerro del Mercado. La muestra corresponde a una roca con fábrica milonítica, compuesta por minerales de cuarzo y material residual en la matriz, porfidoclastos de feldespatos potásico y minerales máficos en los núcleos de objetos sigma y delta (Passchier and Trouw, 1996). Nótese que las colas de presión asimétricas alrededor de los objetos sigma y delta indican una cizalla dextral. Esta muestra está orientada y fue cortada perpendicular al rumbo de la foliación milonítica, el rumbo de la foliación es $270^\circ / 65\text{ N}$ (ver Figura 6-10a).	153
Figura 6-12	a) Falla de empuje en la Formación Tamaulipas Superior producto de emplazamiento, b) esquema propuesto para la generación de esta falla durante la etapa inicial del emplazamiento, cuando las capas sedimentarias aún guardaban una posición horizontal y, c) posición final de la falla y las capas sedimentarias después del crecimiento de la cámara magmática y expansión tardía del intrusivo Cerro del Mercado.	154
Figura 6-13	Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para las muestras M-23 y M-27 del intrusivo sin-tectónico Cerro Mercado del CICM. Se muestran el diagrama K/Ca (a), espectro de edad aparente (b) y, la isócrona (c); para cada muestra.	157
Figura 6-14	a) Carta geológica del intrusivo La Soledad de la parte oeste del CICM (Modificado de Cano-González, 2002); b) Sección geológica del intrusivo Cerro La Soledad (Adaptada de Cano González (2002).	161
Figura 6-15	a) Brecha magmática compuesta por fragmentos máficos dentro de una matriz félsica; b) dique aplítico desplazado por cizalla lateral derecha en el borde sur del intrusivo; y, c) dique máfico emplazado dentro de una monzonita en el intrusivo La Soledad.	163
Figura 6-16	Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra S-06 del intrusivo (¿sin-tectónico?) La Soledad del CICM. Se muestran el diagrama K/Ca (a), espectro de edad	164

	aparente (b) y la isócrona (c).	
Figura 7-1	Diagrama Q-A-P-F de Streckeisen (1976) que muestra los tipos de rocas principales dentro del CICM y la Sierra de Picachos. Datos del intrusivo Marcelinos (Tovar-Cortés, 2002), Tetillas (Cavazos-Tovar, 2004), La Soledad (Cano-González, 2002), Providencia (Valdez-Reyes, 2002), Cerro del Mercado (Terrazas-Calderón, 2002); Sierra de Picachos así como las muestras indicadas con asterisco fueron clasificadas en este estudio.	184
Figura 7-2	a) Series magmáticas presentes en el CICM (diagrama de Rickwood, 1989). Nótese que las muestras de este trabajo prácticamente documentan a las series magmáticas ya reportadas para el CICM. Nube gris: rocas de trabajos del 2002 y 2004 (51 muestras: T-02-04 Terrazas-Calderón, 2002; Cano-González, 2002; Tovar-Cortés, 2002; Valdez-Reyes, 2002 y Cavazos-Tovar, 2004); nube sin color: datos de Morton-Bermea (1995; 78 muestras). b) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) en el que se define el carácter alcalino y subalcalino; además se incluyen los límites propuestos por Irvine y Baragar (1971) y Miyashiro (1978). Claves: ET-SP: Datos de este trabajo en la Sierra de Picachos (5 muestras), ET-CICM: Datos de este trabajo del CICM (16 muestras), MB-95: Datos del CICM de Morton-Bermea (1995), T-02-04: Datos de trabajos de tesis de licenciatura del 2002 al 2004, MB-SP: datos de Morton-Bermea (1990) de la Sierra de Picachos (5 muestras).	187
Figura 7-3	a) Diagrama de Middlemost (1997) en el que se observa la afinidad transalcalina de la mayoría de las rocas del CICM y de transalcalina a alcalina de la Sierra de Picachos. Nótese que a diferencia de los resultados obtenidos por Morton-Bermea (1995), en esta investigación se encontraron rocas más diversas en la Sierra de Picachos. b) Diagrama MALI (Frost et al., 2001) en el que se observa el carácter calci-alcalino de las rocas del CICM y alcalino de las rocas de los intrusivos Soledad, Marcelinos y Sierra de Picachos. Simbología igual que en figura 7-2.	188
Figura 7-4	a) Diagrama de Maniar y Piccolli (1989) que representa al parámetro de Shand (concentración molar de $Al/Ca+Na+K$ vs. $Al/Na+K$), en el que se establece el carácter metaluminoso de todas las rocas del CICM y peralcalino a metaluminoso de las rocas de la Sierra de Picachos. b) Gráfica que muestra los valores de $Al/Ca+Na+K < 1$ y su incremento con el grado de diferenciación para las rocas del CICM y Sierra de Picachos, típico para granitos Tipo-I.	189
Figura 7-5	a) y b) Diagramas de tierras raras normalizados contra condritas (valores de Evensen et al., 1978) para las rocas del CICM y Sierra de Picachos, respectivamente (campo gris: rocas del 2002-2004; campo en barras horizontales: datos de Morton-Bermea, 1995; campo con puntos: datos de Morton-Bermea, 1990, de la Sierra de Picachos).	193
Figura 7-5	Continuación: c) y d) diagramas de multielementos normalizado contra manto primitivo (valores de McDonough et al., 1991 y P de Sun, 1980) para las rocas del CICM y Sierra de Picachos, respectivamente. En los datos de la Sierra de Picachos nótese la abundancia de Rb, Th, Nb y Zr, así como las anomalías negativas de Ba, Sr y Ti. Obsérvese que las rocas de la Sierra de Picachos muestran una anomalía negativa de Eu muy marcada. Además, la presencia de anomalías negativas de Nb y Ti en el CICM, las cuales están ausentes en la Sierra de Picachos. Simbología igual que en a y b.	194
Figura 7-6	Diagramas de discriminación tectonomagmática para granitos (Pearce et al., 1984). a) Nb vs. Y, y b) Rb vs. $Y + Nb$. Nótese la discriminación como granitos de arco volcánico para las rocas del CICM, mientras que como granitos de intraplaca para las rocas de la Sierra de Picachos. VAG: granitos de arco	195

	volcánico, WPG: granitos de intraplaca, COLG: granitos colisionales, y ORG: granitos orogénicos. Campos igual que en la Figura 7-5.	
Figura 7-7	Localización del CICM y la Sierra de Picachos con respecto a las localidades (estrellas) de xenolitos de la corteza estudiados por Cameron et al. (1992), y con respecto a la localidad de Las Uvas (triángulo) donde López et al. (2001) reportaron rocas Precámbricas (Panafricanas y Grenvillianas). COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon.	201
Figura 7-8	a) Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, comparados contra valores promedio de xenolitos de la corteza media e inferior de la localidad La Olivina y de xenolitos de la corteza superior del sur Arizona y Nuevo México (Cameron et al., 1992) y contra el GLOSS (Global Subducting Sediment; Plank and Langmuir, 1998). El campo definido por la línea discontinua azul corresponde a xenolitos de granulitas máficas del Oligoceno (corteza inferior en la región), el definido por la línea discontinua naranja corresponde a xenolitos de ortogneiss del Paleozoico de la corteza media todos de La Olivina, y el campo definido por la línea discontinua negra con fondo amarillo corresponde a xenolitos de paragneiss, lutitas y calizas del Paleozoico que representan a la corteza superior del sur de Arizona y Nuevo México. Nótese el marcado enriquecimiento de las muestras del CICM en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ y por consiguiente empobrecimiento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ comparado contra los xenolitos de la corteza. P-Tr: permo-triásico y Plio-Q: Plioceno-Cuaternario. Los valores iniciales para los intrusivos del CICM (Tabla 7-1 y 7-2), fueron calculados a 45 Ma ya que esta es la edad de emplazamiento más antigua probable para el intrusivo más antiguo del CICM. Para el caso de la Sierra de Picachos sus valores iniciales fueron calculados a 20 Ma ya que esta es la edad de emplazamiento obtenida por Th-Pb en circón (Iriando, com. pers. 2004) para el cuerpo magmático principal y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en las microsienitas (Tabla 6-5). b) Detalle de la separación de los valores isotópicos de Sr y Nd entre las series alcalina y calci-alcalina del CICM, y de la sobreposición parcial de los valores de Sr y Nd de la serie alcalina del CICM con los valores de las rocas de la Sierra de Picachos y los basaltos Plio-Cuaternarios de la localidad de Las Coloradas.	202
Figura 7-9	Edades modelo de Nd calculadas para las rocas del CICM, Sierra de Picachos y para rocas del basamento de Coahuila. Se comparan con granitoides permo-triásicos del este de México y con datos del Complejo Acatlán (Torres <i>et al.</i> , 1999).	205
Figura 7-10	Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus SiO_2 . En esta figura se destaca la aparentemente nula correlación entre los datos del CICM y Sierra de Picachos con la corteza continental, basamento permo-triásico, GLOSS y granulitas máficas del Terciario. Esto puede interpretarse como que la contaminación de los magmas del CICM con estos componentes es muy reducida o ausente. Por otro lado, podría pensarse que el proceso de cristalización fraccionada debió ser uno de los mecanismos principales de diferenciación en ambas series magmáticas.	206
Figura 7-11	Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de las rocas del CICM y los posibles componentes involucrados en sus variaciones composicionales. a) variación isotópica Sr-Pb, b) variación isotópica Nd-Pb y c) variación isotópica Pb-Pb. En a) y b) se muestra la ausencia de correlación entre Sr-Pb y Nd-Pb, respectivamente; mientras que en c) la amplia correlación Pb-Pb en la que se observa que las muestras de las dos series magmáticas del CICM quedan constreñidas entre el campo del MORB, los sedimentos oceánicos (incluyendo al GLOSS) y la corteza continental superior.	208
Figura 7-11	b) variación isotópica Nd-Pb y c) variación isotópica Pb-Pb.	209

Figura 7-12	Gráfica que muestra la relación Sr/Y <i>versus</i> Y, utilizada para determinar que en el CICM existen rocas con características adakíticas. 1: Valdez-Reyes (2002); 2: Morton-Bermea (1995); 3: Terrazas-Calderón (2002); 4: Tovar-Cortés (2002); 5: Cano-González (2002); 6: Cavazos-Tovar (2004); 7: Morton-Bermea (1991) y, ET: Este trabajo.	215
Figura 7-13	Distribución geográfica de las edades determinadas en la presente investigación (Tabla 6-5) para el CICM y la Sierra de Picachos, así como las obtenidas de la literatura (<i>Open File Report 03-020-508eng</i> y <i>Open File Report 04-1444</i> ; Iriondo <i>et al.</i> , 2003 y 2004, respectivamente).	219
Figura 8-1	a) Estructuras asociadas a falla lateral izquierda, b) estructura en flor positiva relacionada a una zona de desplazamiento lateral izquierdo (a y b tomadas de Sylvester, 1988) y c) arreglo de ejes de pliegues con respecto a la traza de la Falla San Marcos entre el Cinturón Plegado de Coahuila: CPC y el Bloque de Coahuila BC. La red estereográfica en “c” muestra ejes de pliegue, PM: Pliegues de Monclova localizados en la parte derecha, PNS: Pliegues norte-sur en la parte izquierda y los ejes de pliegue que son paralelos a la traza de la FSM como los anticlinales de la Sierra La Madera (ASM) y sierra La Fragua (ASF).	224
Figura 8-2	a) fotografía de pliegue por doblez de falla expuesto en el cañón El Mimbres al sur de la sierra La Fragua sobre la traza de la Falla San Marcos; b) interpretación de “a” que muestra la dirección general de transporte tectónico hacia el NNE definida por este pliegue (Coordenadas: Latitud norte 26° 39’ 30” , Longitud oeste 102° 15’ 00”).	226
Figura 8-3	a) Relaciones estratigráficas generales observadas entre las localidades de Valle San Marcos y Potrero Colorado en la parte central de Coahuila cerca de la traza de la FSM; b) Pliegues por despegue característicos de la fase temprana de la deformación Laramide en el CPC.	228
Figura 8-3	<i>Continuación:</i> c) Sección geológica idealizada de Potrero Colorado que muestra la relación de corte entre los pliegues por doblez de falla, generados en la fase inicial de la deformación Laramide, y las fallas emergentes, producto de la reactivación de discontinuidades del basamento en la fase tardía de la deformación Laramide; d) sección para el cañón El Mimbres al oriente de la sierra La Fragua y, e) sección para el Valle San Marcos en el área central de la sierra El Granizo.	229
Figura 8-4	Depósito de gravas basculadas al noreste de Camargo con edad >46 Ma (Aranda-Gómez <i>et al.</i> 2001; fotografía tomada por Jorge Aranda Gómez). La edad fue obtenida por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en matriz de un dique estrato emplazado en las gravas.	230
Figura 8-5	a) Diagrama que ilustra los eventos tectónicos y magmáticos más importantes en el noreste de México (CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, CVE: Campo Volcánico Las Esperanzas, CVO: Campo Volcánico de Ocampo y CVC: Campo Volcánico de Camargo. b) gráfica que muestra que la deformación Laramide en la Cuenca de Sabinas debió terminar a los 41 Ma, mientras que el cambio de fuente magmática de subducción a tipo intraplaca en la región ocurrió cercanamente a los 31 Ma. En “a” la curva con línea discontinua indica el tiempo general de duración de la orogenia Laramide.	236
Figura 8-6	Secciones del manto que ilustran las variaciones de velocidad de ondas sísmicas P (A), y de ondas S (B) a lo largo de una sección en el sur de EUA. En el recuadro C se muestra la localización de la línea de sección que tiene como extremos las coordenadas 30.1°N, 117.1°W y 30.2°N, 56.4°W (Tomada de Grand <i>et al.</i> , 1997). Las imágenes en A y B muestran variaciones en las velocidades sísmicas, relativas a la velocidad media global desde la superficie a la frontera	241

manto-núcleo. Las áreas en azul indican velocidades sísmicas más altas que el promedio y las rojas más bajas. La anomalía larga tabular azul que cruza totalmente el manto inferior se menciona que probablemente corresponde a la placa Farallón descendiendo dentro del manto, la cual fue consumida durante los últimos 100 Ma. El diagrama D), corresponde a la proyección en superficie de la anomalía de alta velocidad para diferentes profundidades (Tomada de Bunge y Grand, 2000). Nótese que la anomalía no continúa en América del Sur para profundidades > 1100 kms; esto se interpreta producto de que la subducción en América del Sur al parecer inició hace 60 Ma y no es tan antigua como la subducción de Farallón en América del Norte (al menos 100 Ma).

- Figura 8-7 Esquemas que muestran las interacciones entre las placas en el oeste de los EUA propuestos por Bird (1998). Este modelo se apoya en el trabajo de reconstrucción de placas de Engebretson *et al.* (1985) y en la interpretación del desplazamiento de los frentes volcánicos de Dickinson y Snyder (1978) y Urrutia-Fucugauchi (1986). Las áreas grises muestran la zona de antearco (*forearc*). El patrón de enrejado muestra el área de la orogenia Laramide y el patrón en zig-zag zonas de extensión. A los 80 Ma, la subducción oblicua de la placa de Kula ocasionó la traslación hacia el norte de terrenos a lo largo de la costa. A los 65 Ma, la subducción horizontal de la placa Farallón causó la orogenia Laramide en un área muy amplia. A los 50 Ma, una frontera transformante de las placas Farallón-Kula, ya subducida, pudo haber pasado bajo el *forearc* cambiando la dirección de la tracción basal sobre la corteza. La última fase de la deformación Laramide, alrededor de 40 Ma, estuvo controlada por subducción horizontal de la placa Farallón en el suroeste de EUA y noroeste de México. 242
- Figura 8-8 a) Configuración de las placas tectónicas hace 30 Ma, b) hace 15 Ma y c) para hoy en día. Nótese la fragmentación de la dorsal Pacífico-Farallón en los últimos 30 Ma y la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico después de la instauración de la falla de San Andrés y de dorsales oceánicas dentro del Golfo de California. Las dorsales, fallas transformantes y zonas de trincheras en color rojo indican que son activas para ese tiempo, mientras que las de color negro son inactivas. Las flechas negras individuales indican el movimiento general de las placas tectónicas, mientras que las que están en pares indican la dirección de dispersión del piso oceánico en ese punto. Las figuras fueron integradas combinando datos de Severinghause y Atwater (1990) y Atwater y Stock (1998). 243
- Figura 8-9 Secciones geológicas idealizadas que sintetizan los eventos magmáticos y tectónicos más importantes en los últimos 115 Ma para el norte de México. Nótese que la línea de sección fue desplazada por la creación del Golfo de California. a) 115-80 Ma, b) 80-46 Ma, c) 46-32 Ma y d) 32-0 Ma. 245
- Figura 8-9 Continuación. Leyenda como en a y b de esta misma figura. 246

LISTA DE TABLAS

Tablas	Descripción	Pág.
Tabla 5-1	Valores del tensor de esfuerzos determinado por la técnica de inversión de datos de estrías de falla utilizando el programa <i>INVD</i> de Angelier (1990) para diferentes estaciones de falla. Los datos de estrías fueron colectados en estructuras en o cerca de la traza de la FSM.	107
Tabla 6-1	Problemas con los criterios comúnmente utilizados para definir las relaciones temporales entre emplazamiento ígneo y deformación regional (Paterson et al., 1991).	129
Tabla 6-2	Datos isotópicos de Ar del calentamiento por pasos de la muestra CB-1 (ortoclasa) del intrusivo Cerro Boludo y de los valores de la fusión total de las biotitas de las muestras de los intrusivos Cerro Boludo (CB-1), El Carrizal (EC-1) y Cerro Providencia (PP-6) procesadas en el Laboratorio del United States Geological Survey.	146
Tabla 6-3	Datos isotópicos de Ar de calentamiento por pasos de las muestras M-27, M-24, M-11 y M-23 del intrusivo sin-tectónico Cerro Mercado procesadas en el Laboratorio del United States Geological Survey.	158
Tabla 6-4	Datos isotópicos de Ar del calentamiento por pasos de la muestra S-06 del intrusivo sin-tectónico (?) La Soledad que produce una edad de meseta de 42.36 ± 0.15 Ma, procesada en el Laboratorio del USGS*.	164
Tabla 6-5	Resumen de edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ y Th-Pb para las rocas del CICM y Sierra de Picachos.	166
Tabla 7-1	Relaciones isotópicas de Sr de los intrusivos terciarios del CICM, Sierra de Picachos y del basamento Permo-Triásico.	196
Tabla 7-2	Relaciones isotópicas de Nd de los intrusivos terciarios del CICM, Sierra de Picachos y del basamento Permo-Triásico.	197
Tabla 7-3	Datos isotópicos de Plomo determinados en la presente investigación para las rocas del CICM y Sierra de Picachos.	198
Tabla 8-1	Compilación de edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ y relaciones emplazamiento-deformación de los intrusivos del CICM y Sierra de Picachos.	233

MAPAS CONTENIDOS EN LA TESIS

Mapas	Descripción	Figura	Pág.
Mapa 1	Mapa que muestra el Terreno Coahuila.	1-1	4
Mapa 2	Distribución del cinturón granítico permo-triásico.	2-1	14
Mapa 3	Mapa que muestra los altos, bajos estructurales y los principales fallas regionales en el noreste de México.	2-3	28
Mapa 4	Mapa que muestra la Cordillera de América del Norte y la distribución del cinturón Laramide dentro de esta.	3-1	33
Mapa 5	Carta geológica-estructural de las cuencas de La Popa y Parras.	3-5	55
Mapa 6	Mapa geológico-estructural del terreno Coahuila.	4-1	62
Mapa 7	Mapa que ilustra la distribución de las rocas ígneas de Eoceno-Oligoceno, Plioceno-Cuaternario y fallas normales del Terciario.	4-3	69
Mapa 8	Mapa estructural regional del terreno Coahuila y regiones adyacentes.	5-1	78
Mapa 9	Carta geológica-estructural del Valle San Marcos.	5-3	85
Mapa 10	Mapa geológico simplificado de Potrero Colorado.	5-6	90
Mapa 11	Mapa que ilustra el arreglo de ejes de pliegues en el suroeste de la Cuenca de Sabinas.	5-10	99
Mapa 12	Distribución de estaciones de fallas laramídicas.	5-13	105
Mapa 13	Carta estructural regional que ilustra zonas de estilos de deformación diferente.	6-3	136
Mapa 14	Mapa de lineamientos estructurales, anomalías magnéticas y orientación de ejes de pliegues dentro del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova.	6-4	138
Mapa 15	Mapa regional del Complejo Candela que ilustra su relación con los pliegues regionales que le rodean.	6-5	143
Mapa 16	Mapa y sección geológica del intrusivo Cerro Providencia.	6-6	144
Mapa 17	Mapa geológico del intrusivo Cerro del Mercado.	6-10	150
Mapa 18	Mapa geológico del intrusivo La Soledad.	6-14	161
Mapa 19	Mapa que ilustra la distribución de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en Coahuila.	7-7	201
Mapa 20	Mapa regional del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova	ANEXO I	

LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENCLATURA

AO	Anticlinal de Ocampo
ASF	Anticlinal Sierra La Fragua
ASM	Anticlinal Sierra La Madera
ASSMP	Anticlinal Sierra San Marcos y Pinos
AV	Anticlinal de La Virgen
BC	Bloque Coahuila
CCT	Cratón Coahuila-Texas
CICM	Cinturón de Intrusivos Candela Monclova
CIPW	Cross-Iddings-Pirsson-Washington
cm	Centímetros
cm ³	Centímetros cúbicos
com. pers.	Comunicación personal
COOM	Cinturón Orogenico Ouachita Marathon
CPC	Cinturón Plegado de Coahuila
CVC	Campo Volcánico de Camargo
CVLC	Campo Volcánico Las Coloradas
CVO	Campo Volcánico de Ocampo
EUA	Estados Unidos de América
ET	Datos de este trabajo
ET-SP	Datos de este trabajo de la Sierra de Picachos
ET-CICM	Datos de este trabajo del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova
et al.	Y otros
FCT	Facultad de Ciencias de la Tierra
FLB	Falla La Babia
FMS	Falla Mojave-Sonora
FRX	Fluorescencia de Rayos-X
FSM	Falla San Marcos
FVMT	Faja Volcánica Transmexicana
Ga	Giga años
Gpa	Giga pascales
gr	Gramos
hrs	Horas
HFSE	High Field Strength Elements: Elementos de Alto Potencial Iónico
HREE	Heavy Rare Earth Elements; Elementos de las Tierras Raras Pesadas
ICP-MS	Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo
i.e.	Por ejemplo
Kg	Kilogramo
Km	Kilómetro
Lbs	Libras
LILE	Lithophile Ion Large Elements: Elementos Litófilos de Ion Grande
LREE	Ligth Rare Earth Elements: Elementos de las Tierras Raras Ligeras
LT	Las Tetillas
LUGIS	Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica

μ	Micras
Ma	Millones de años
MALI	Modified Alkali Lime Index: Índice modificado de Aluminio
MB-SP	Datos de Morton-Bermea de la Sierra de Picachos
MB-90	Datos de Morton-Bermea (1990)
MB-95	Datos de Morton-Bermea (1995)
mg	Miligramos
min	Minutos
ml	Mililitros
mm	Milímetros
MMS	Megacizalla Mojave-Sonora
MORB	Mid-Ocean Ridge Basalts: Basaltos de Dorsal Medio-oceánica
Msnm	Metros sobre el nivel del mar
MQ	Mili-Q
OIB	Ocean Island Basalts: Basaltos de Islas Oceánicas
Or	Ortoclasa
PAOM	Provincia Alcalina Oriental Mexicana
PEMEX	Petróleos Mexicanos
Ppb	Partes por billón
ppm	Partes por millón
REE	Rare Earth Elements: Elementos de las Tierras Raras
seg	Segundos
SG	Sierra el Granizo
SMO	Sierra Madre Oriental
SSMP	Sierra San Marcos Pinos
T-02-04	Datos de los trabajos de tesis de licenciatura de los años 2002 y 2004
ton/cm ²	Toneladas por centímetro cuadrado
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
USGS	United States Geological Survey
UANL	Universidad Autónoma de Nuevo León
VSM	Valle San Marcos
3D	En tres dimensiones
2D	En dos dimensiones
σ_1	Esfuerzo compresivo máximo
σ_2	Esfuerzo compresivo intermedio
σ_3	Esfuerzo compresivo mínimo

RESUMEN

En esta tesis se documentan y analizan las edades de culminación de la orogenia Laramide y del cambio de magmatismo con firma de subducción a intraplaca en la parte central de Coahuila. Los resultados del estudio geológico-estructural, geoquímico y geocronológico, indican que la deformación Laramide en la parte meridional de la Cuenca de Sabinas ocurrió en dos fases. La primera fase fue deformación de cobertura y estuvo controlada por despegue (*décollement*) a lo largo de horizontes sedimentarios favorables en la secuencia marina del Mesozoico Superior. Este fenómeno debió ocurrir antes de 46 Ma. La segunda fase de deformación laramídica en el centro de Coahuila involucró a bloques del basamento y reactivó principalmente a fallas mayores (*i.e.*, Falla San Marcos) y a fallas subsidiarias a ésta. Este fenómeno creó relaciones complejas entre las estructuras laramídicas previas y las generadas por la segunda fase que sucedió entre 46 y 41 Ma. En este trabajo también se concluye que la Falla San Marcos es una estructura mayor de basamento que debió acomodar principalmente extensión cortical y desplazamientos laterales subordinados durante su instauración en el Jurásico.

El emplazamiento de los cuerpos que componen al Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) ocurrió entre 45 y 35 Ma. La intrusión en niveles someros de la corteza de algunos de éstos magmas estuvo controlada por la reactivación de fallas de basamento durante la segunda fase de deformación laramídica, por lo que éstos intrusivos presentan algunos rasgos sin-tectónicos (intrusivos Cerro del Mercado y, posiblemente, Soledad). Otros cuerpos del CICM (Providencia, Carrizal, Cerro Boludo, Marcelinos, Pánuco e Iguana) son post-tectónicos respecto a la deformación Laramide en la región. Las edades isotópicas, relaciones de contacto y fábricas de los intrusivos en el CICM indican que la deformación Laramide culminó hace 41 Ma en el centro de Coahuila, aunque para el noreste de México puede decirse con seguridad que manifestaciones de este evento orogénico no se registraron después de 39 Ma antes del presente.

Los intrusivos del CICM corresponden a dos series magmáticas, una calci-alcalina con contenido de K de medio a alto y otra alcalina, ambas con firma geoquímica de subducción. La edad de los intrusivos de arco del CICM oscila entre 45 y 35 Ma y es mayor que la de los magmas alcalinos de intraplaca de la Sierra de Picachos y el Complejo de Intrusivos La Cueva. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en las rocas del CICM, indican que: 1) los magmas experimentaron contaminación cortical baja durante su ascenso y emplazamiento; 2) las rocas de arco de las series alcalina y calci-alcalina fueron generadas en diferentes reservorios del manto; 3) las características isotópicas del CICM corresponden a mezclas variables de tres componentes principales: MORB, manto superior y sedimentos subducidos. La edad de cambio de fuente magmática (subducción a intraplaca) en la región ocurrió entre 32.5 y 30 Ma.

En esta tesis se concluye que el magmatismo de arco y la reactivación de fallas de basamento para generar los estilos de deformación presentes en el suroeste del Cinturón Plegado de Coahuila, a una distancia de ~700 km del borde continental en el Eoceno, fueron controlados por subducción de ángulo bajo de la placa Farallón bajo la placa de América del Norte.

ABSTRACT

The ages of the end of the Laramide Orogeny and of the change from subduction-related to intraplate type magmatism in Central Coahuila are documented and analyzed in this dissertation. The results of a structural, geochemical and geochronologic investigation in the southern part of the Sabinas Basin suggest that the Laramide deformation occurred in two stages. The first pulse caused thin-skin deformation and was controlled by detachments along favorable stratigraphic horizons in the Upper Mesozoic sequence. This phenomenon occurred prior to 46 My b.p. The second pulse of Laramide deformation in central Coahuila affected blocks in the basement and reactivated mayor faults (*i.e.* San Marcos fault) and subsidiary structures. This phenomenon created complex relations between the older laramidic structures and those generated during the second deformation pulse, which occurred between 46 and 41 My b.p. It is also concluded that the San Marcos fault is a mayor basement structure formed in the Jurassic as a normal fault with subordinate lateral movements.

The emplacement of the intrusive bodies that form the Candela-Monclova Intrusive Belt (CMIB) occurred in the period 45 – 35 My b.p. Shallow magma emplacement was controlled by the reactivation of the basement structures during the second laramidic pulse. As a consequence, some of these intrusives (Cerro del Mercado and, probably, Soledad) display some syn-tectonic characteristics. The rest of the intrusives (Providencia, Carrizal, Cerro Boludo, Marcelinos, Pánuco and Iguana) are post-tectonic in relation to the Laramide deformation in the region. The isotopic ages, cross-cutting relations, and internal fabrics in the intrusive bodies in the CMIB indicate that the Laramide Orogeny ended 41 My b.p. in Central Coahuila. However, for the rest of the northeastern part of Mexico it is certain that the orogeny ended by 39 My b.p.

The CMIB bodies correspond to two subduction-related magmatic series, one calc-alkaline with medium- to high-K content, and other alkaline. The isotopic age of the intrusives in the CMIB ranges from 45 to 35 Ma and is older than the alkalic intraplate-type rocks found at Sierra de Picachos and La Cueva Intrusive Complex. The Sr, Nd and Pb systematics in the CMIB indicate that: 1) the magmas show low cortical contamination; 2) the subduction-related calc-alkaline and alkaline rocks were formed in different reservoirs in the mantle; 3) the isotopic characteristics of the CMIB magmas are the result of mixing three sources: MORB, upper-mantle and subducted sediments. The source change, from subduction-related to intraplate-type magmas, occurred in the lapse between 32.5 and 30 My b.p.

The general conclusion indicate that the arc magmatism and the style of deformation related to reactivation of basement faults in the southern Coahuila Folded Belt, located ~700 km from the trench in the Eocene time, should had been controlled by low angle subduction of Farallon under North American plate.

CAPÍTULO I

Generalidades

1.1 Introducción

La corteza terrestre y oceánica son capas delgadas que forman a las diferentes placas tectónicas. Estas placas se transforman continuamente por la transferencia de materia y energía proveniente del manto que fluyen principalmente a través de sus fronteras (Wilson, 1989 y Condie, 1997). Por lo tanto, en estas fronteras ocurren los mayores incrementos de temperatura y presión los que a su vez controlan la intensidad y velocidad de procesos como deformación, metamorfismo así como el ascenso y emplazamiento de magmas (Wilson, 1989; Condie, 1997 y Moore and Twiss, 1995). Existen tres diferentes tipos de fronteras entre las placas: divergente, convergente y transformante. Las fronteras convergentes son conocidas como márgenes destructivos de placa y es aquí donde la litósfera oceánica es subducida dentro del manto para dar origen a los arcos magmáticos. Los arcos pueden ser de tipo islas oceánicas (convergencia océano-océano) o tipo arco de margen continental activo (océano-continente).

Se sabe que casi el 100% del crecimiento de la corteza continental ocurre en los límites de placa activos ($\sim 2.8 \text{ km}^3/\text{año}$; Condie, 1997). Para los últimos 200 millones de años (Ma), se ha calculado que el magmatismo de las zonas de arco ha contribuido con tan solo un 7% en volumen para el crecimiento de la corteza continental, principalmente por el aporte de magmas generados en las zonas de subducción. Estos magmas frecuentemente son generados por una combinación de: a) el Manto superior y, b) en casos extraordinarios por fusión de la misma placa oceánica. El proceso más importante, que contribuye con el restante 93% del crecimiento de la corteza continental es la acreción mecánica de terrenos tectonoestratigráficos. Este fenómeno está asociado también con el fenómeno de la subducción. Los terrenos tectonoestratigráficos son parte de, o han viajado con las placas oceánicas, estos pueden ser desde un sistema completo de arco de islas oceánicas (57% del volumen acrecionado), montes oceánicos submarinos o plataformas (29%) o cadenas volcánicas oceánicas (7%). De manera extraordinaria también pueden acrecionarse dorsales oceánicas, y hasta fragmentos de corteza continental que han sido desprendidos de otras

placas por cizalla profunda, y que fueron arrastrados cientos o hasta miles de kilómetros y finalmente fueron acrecionados a bordes continentales con características tectónicas y litológicas contrastantes.

Por otro lado, también se sabe que los bordes de placa activos corresponden a las zonas donde mayor cantidad de corteza continental se recicla hacia el manto ($1.7\text{km}^3/\text{año}$). Con base en lo anterior, del 100% de los materiales adheridos a la corteza, se estima que el 60% vuelve al manto (Condie, 1997); es decir, la corteza continental crece a una razón de $1.1\text{km}^3/\text{año}$. Los dos mecanismos principales por los cuales se recicla material parte o derivado de la corteza continental son: la erosión por subducción (53% en volumen) y la subducción de sedimentos (41%). El restante 6% del material de la corteza que se recicla al manto corresponde a bloques de la corteza inferior que son delaminados (Tabla 5.1 pág. 161, Condie, *Op cit.*).

Nuestro país es uno de los ejemplos más espectaculares del crecimiento de corteza continental por acreción de terrenos tectonoestratigráficos y por emplazamiento de magmas de arco en los últimos 250 Ma (Campa and Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993 y Keppie, 2004). México ha experimentado la acreción de por lo menos doce terrenos tectonoestratigráficos que componen cerca del 90% de su corteza (Campa and Coney, 1983), los cuales han sido de cierta manera “cementados” por el emplazamiento de magmas de los diferentes arcos continentales instaurados a partir del Pérmico (Sedlock *et al.*, 1993 y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994), entre los cuales están el arco permo-triásico (Torres *et al.*, 1999), el arco Triásico-Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995), el arco Cretácico Tardío-Neogeno de la Sierra Madre Occidental (Clark *et al.*, 1982) y Sierra Madre del Sur (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y Morán-Zenteno *et al.*, 2000), el arco Mioceno-Reciente que compone al Cinturón Volcánico Mexicano (Ferrari *et al.*, 1999), en el centro del país, y el arco Miocénico de la Sierra de la Giganta (Sawlan and Smith, 1984), en Baja California. Lo anterior, ha controlado el crecimiento progresivo de la corteza de México del este hacia el oeste a partir del Pérmico (Campa and Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993 y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994).

Cada uno de estos terrenos tectonoestratigráficos, por su naturaleza, están delimitados por fallas profundas que en momentáneamente funcionaron como zonas de colisión (*i.e.* sutura Ouachita-Marathon) y/o como superficies de desplazamiento lateral de bloques tectónicos (*i.e.* falla Mojave-Sonora y Falla Tamaulipas-Chiapas). Estos límites de bloques, y fallas de menor envergadura dentro de éstos, han sido reactivados en eventos de deformación posteriores y en muchos casos canalizado magmatismo más joven ya sea de arco o intra placa.

El terreno Coahuila (Campa and Coney, 1983) o Coahuiltecano (Sedlock *et al.*, 1993), área en donde se ubica la presente tesis (Figura 1-1), es uno de los terrenos tectonoestratigráficos más complejos ya que por un lado se cree que tiene una afinidad fuerte con los terrenos gondwánicos de México disgregados durante la ruptura de Pangea (Handschy *et al.*, 1987 y Dickinson and Lawton, 2001); y por el otro, que puede corresponder a un terreno transportado del margen pacífico (McKee *et al.*, 1988, 1990 y 1999 y Grajales *et al.*, 1992). Quizás la primer hipótesis es más plausible debido a que las rocas metamórficas de grado bajo y las rocas de afinidad de arco (Pensilvanico-Pérmico), presentes en la parte central y norte de Coahuila (Handschy *et al.*, 1987; McKee *et al.*, 1988 y Carpenter, 1997) están delimitadas al NW por la zona de sutura Ouachita-Marathon, que es más joven y marca la colisión de Gondwana y Laurasia (Pérmico Tardío), y al sur, por la traza inferida de la falla Mojave Sonora que al parecer operó en el Jurásico Tardío (150 Ma; Anderson and Schmidt, 1983). Es decir, con base en las relaciones estructurales regionales que guarda este terreno con la zona de sutura Ouachita-Marathon y la falla Mojave-Sonora, desde el punto de vista cinemático, un desplazamiento longitudinal grande para tiempos posteriores a Pangea es complicado de acomodar (Figura 1-1).

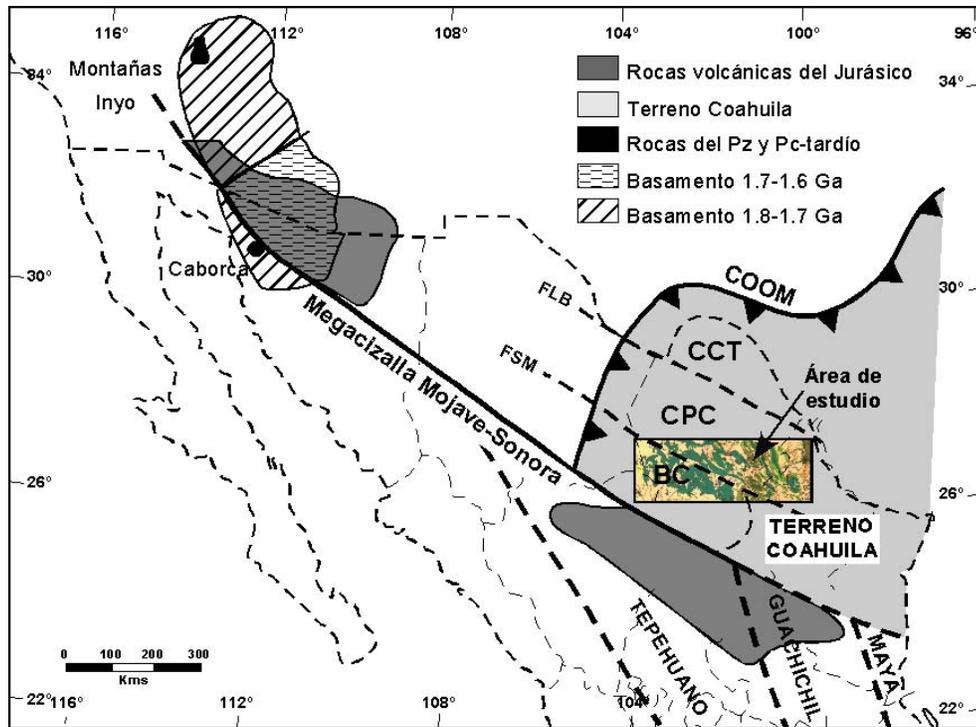


Figura 1-1. Marco estructural regional del terreno Coahuila y localización del área de estudio (Adaptada de Anderson and Schmidt, 1983; Sedlock *et al.*, 1993 y Jones *et al.*, 1995). COOM: Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon, FSM: Falla San Marcos, FLB: Falla La Bafia, CCT: Cratón Coahuila-Texas, CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, y BC: Bloque Coahuila.

En su parte sur, el terreno Coahuila es separado de los terrenos Sierra Madre y Guerrero de Coney y Campa (1987) o de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya (Figura 1-1) de Sedlock *et al.* (1993) por la falla Mojave Sonora de Anderson y Schmidt (1983) o la falla Transforme California-Coahuila de Dickinson y Lawton (2001), que corresponderían a la misma zona de falla. Sin embargo, algo importante a destacar es que esta falla inferida no muestra en la superficie ningún cambio en estilos estructurales de las rocas del Mesozoico Tardío o alineamiento de algún tipo de actividad ígnea del Terciario. Lo anterior, hasta cierto punto pone en duda la existencia de dicho accidente cortical, debido a que han ocurrido eventos de deformación muy importantes (*i.e.* orogenia Laramide y extensión relacionada a Cuencas y Sierras) que han involucrado de forma parcial o total a la corteza continental, y no se ha determinado con certidumbre alguna reactivación de esta importante zona de falla regional. Por otro lado, está documentada también la migración del arco volcánico del

Pacífico hacia la parte interna del norte de México durante el Cretácico Tardío-Oligoceno (Clark *et al.*, 1982 y James and Henry, 1991), y tampoco se ha establecido si existió una canalización de magmas a través de esta zona de falla, como comúnmente ocurre sobre zonas de falla de vida larga.

Lo anterior, se destaca debido a que cambios en estilos de deformación (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982, 1986 y McKee *et al.*, 1990), reactivación durante la deformación Laramide (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982, 1986; McKee *et al.*, 1984, 1990 y Chávez-Cabello *et al.*, 2003b), y canalización de actividad ígnea, a sido documentada claramente en la parte interna del terreno Coahuila, a través de las fallas San Marcos (Aranda-Gómez *et al.*, 2003) y La Babia (Valdéz-Moreno, 2001); pero no a lo largo del límite sur de este terreno.

Las Fallas San Marcos y La Babia, aunque se ha sugerido que pudieron ser fallas de corrimiento lateral de edad jurásica (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; McKee *et al.*, 1984; Padilla y Sánchez, 1986 y McKee *et al.*, 1999), también pudieron ser fallas normales que acomodaron extensión franca NNE para la generación de la Cuenca de Sabinas (Eguiluz, 2001). Lo real, es que estas estructuras muestran evidencias más convincentes de ser fallas de basamento antiguas que han sido reactivadas durante eventos de deformación más jóvenes (Laramide y Cuencas y Sierras), que la misma falla Mojave-Sonora que se cree delimita al sur al terreno Coahuila.

En este trabajo se integran resultados de cartografía geológica local, análisis estructural regional a distintas escalas, geoquímica elemental e isotópica de rocas intrusivas y geocronología de rocas ígneas, con el objetivo de entender los mecanismos que controlaron la deformación Laramide y el magmatismo tardío asociado a esa orogenia en la parte central de Coahuila. Se presentan evidencias estructurales que se consideran claves para fechar la culminación del evento de deformación Laramide en el noreste de México. Se hace énfasis especial en el análisis estructural de los estilos de deformación en la parte sur del Cinturón Plegado de Coahuila o Cuenca de Sabinas, con el objetivo de determinar los mecanismos que controlaron el plegamiento y las orientaciones contrastantes de las estructuras. Se

documentaron datos estructurales de campo de un sistema de fallas que reflejan el origen más probable de la Falla San Marcos, así como diferentes familias de fallas que cronológicamente documentan los diferentes eventos de reactivación mesozoicos y cenozoicos de esta misma falla.

Finalmente, se caracterizaron geoquímicamente e isotópicamente las rocas ígneas del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) y parte de la Sierra de Picachos, con el objetivo de definir la fuente de donde provinieron los magmas del CICM y la edad de cambio de fuente magmática de este con respecto a la Sierra de Picachos. Esto condujo un modelo integral sobre los estilos de deformación, reactivación de fallas, así como de la fuente y distribución del magmatismo presente en la parte central de Coahuila.

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio está en el terreno Coahuila del noreste de México, en la subprovincia conocida como Cinturón Plegado de Coahuila o Cuenca de Sabinas. La zona está dentro de las coordenadas geográficas: 100° a 104° de longitud oeste y 26° a 27° de latitud norte (Figura 1-1). Esta región corresponde a la zona más distal del borde continental pacífico donde convergen estructuras generadas durante la deformación Laramide del Cretácico Tardío-Paleógeno, y el magmatismo del Paleógeno asociado a la migración del arco magmático del occidente de México, producto de la subducción de la placa Farallón bajo América del Norte.

1.3 Objetivos

1) Con base en el análisis de relaciones de emplazamiento *versus* estructuras generadas por el evento de deformación regional, el objetivo central de esta investigación es determinar la edad de culminación de la orogenia Laramide en el NE de México. Este objetivo surge debido a que el contacto entre sedimentos sin-orogénicos y post-orogénicos en las cuencas de antepaís de Parras y La Popa del noreste de México fue erosionado.

2) Proponer en el marco de la tectónica de placas un modelo que explique las características geoquímicas de los intrusivos del CICM y los estilos de deformación presentes

en el sur de la Cuenca de Sabinas. Lo anterior, porque no existe a la fecha un trabajo que integre de forma concreta estas dos fuentes de información.

1.4 Metas

- a) Realizar un análisis estructural enfocado a la geometría y cinemática de las estructuras plegadas y las fallas.
- b) Determinar relaciones de emplazamiento *versus* deformación regional de diferentes intrusivos dentro del CICM mediante cartografía geológica-estructural de detalle. Lo anterior, para definir intrusivos pre-, sin- y/o postectónicos.
- c) Determinar las características químicas (elementos mayores y traza) y relaciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206, 207}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), para cada uno de los intrusivos del CICM.
- d) Fechar utilizando la técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ los intrusivos analizados.
- e) Determinar la edad de culminación del evento Laramide en la región.
- f) Proponer un modelo tectónico que englobe los estilos de deformación, las características geoquímicas de las rocas y la geocronología.

1.5 Metodología

El presente trabajo se desarrolló en cinco etapas:

a) Recopilación de información preexistente: Se integró información estratigráfica, cartográfica, geoquímica y geocronológica pre-existente con el objetivo de contar con un mapa base que permitiera una mejor planeación en la selección de áreas de cartografía geológico-estructural de detalle, muestreos geoquímicos y para fechamientos geocronológicos. Durante esta parte se compilaron también mapas fotogeológicos de áreas locales que serían de interés para su revisión en campo (*i.e.* cada uno de los intrusivos del CICM), fronteras de cambio de estilos de deformación y, zonas donde se reportaron afloramientos de fallas regionales, entre otros aspectos.

b) Cartografía geológica regional: Por ser un problema de carácter regional, contar con un área de investigación muy amplia y por no existir mapas geológicos de detalle en los intrusivos del CICM, se planteó la realización de diferentes tesis de licenciatura,

contemporáneas a la investigación doctoral, enfocadas a cartografía y diferentes aspectos estructurales en áreas aisladas en la parte central de Coahuila. Lo anterior, con el objetivo de generar una mayor cantidad de información que pudiera utilizarse como apoyo en la interpretación de la presente investigación. Esto permitió recabar información que ayudó a caracterizar de forma más detallada y rápida los estilos y eventos de deformación en Coahuila, así como la identificación de manera puntual de relaciones de corte entre emplazamientos y estructuras generadas por deformación regional (Porrás-Vázquez, 2002; Montemayor-Sánchez, 2003; Arvizu-Gutiérrez, 2003; García-Quintero, 2004 y González-Becerra, 2004).

Adicionalmente, se realizaron por lo menos 80 estaciones de fallas y varias secciones estructurales en los afloramientos clásicos descritos por McKee *et al.* (1984, 1990) como: Valle San Marcos, Potrero Colorado y Sierra Mojada, en los cuales revisó y documentó desde el punto de vista estratigráfico la existencia de la Falla San Marcos, la cual es clave para entender el origen de la Cuenca de Sabinas y los diferentes estilos de deformación en la región.

Se visitaron cada uno de los intrusivos que componen al CICM con el objetivo de determinar la existencia de foliaciones magmáticas, generadas en estado sólido, así como rasgos que indicaran deformación frágil o dúctil asociada a emplazamiento o deformación regional, relaciones de corte entre estas estructuras o simplemente documentar la ausencia de deformación en los cuerpos intrusivos. Lo anterior, para identificar rocas que pudieran ser útiles en la determinación de la edad de culminación del evento Laramide.

c) Muestreo petrográfico y geoquímico: Por los mismos argumentos que el punto anterior, se plantearon tesis de licenciatura que generaran información química y cartográfica detallada de ciertos intrusivos del CICM (elementos mayores, traza y tierras raras; Terrazas-Calderón, 2002; Tovar-Cortés, 2002; Cano-González, 2002; Valdéz-Reyes, 2002 y Cavazos-Tovar, 2004). Lo anterior, fue de gran utilidad en la comparación de las composiciones observadas en muestreos aislados realizados en el resto de los intrusivos que componen el CICM. Después de generar una amplia base de datos geoquímicos (elementos mayores, traza

y tierras raras), las muestras que se consideraron más frescas y que representaban las variaciones composicionales más representativas del CICM, fueron utilizadas para determinaciones de relaciones isotópicas y en algunos casos para realizar fechamientos isotópicos.

d) Trabajo de Laboratorio: Se determinaron elementos mayores, traza, tierras raras, relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y fechamientos isotópicos utilizando la técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para caracterizar geoquímica y geocronológicamente las rocas del CICM. Los análisis de elementos mayores y algunos elementos traza se realizaron por la técnica de Fluorescencia de Rayos-X en el Instituto de Geología de la UNAM, las tierras raras fueron determinadas por ICP-MS en el laboratorio de ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM, y las determinaciones de relaciones isotópicas en el LUGIS del Instituto de Geofísica. Las técnicas, métodos, condiciones de medición y demás detalles sobre los análisis determinados se describirán detalladamente más adelante en la sección de métodos analíticos.

Los fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizaron en el Laboratorio de Geocronología del USGS en Denver, Colorado; las separaciones, concentrados minerales así como obviamente las irradiaciones fueron realizadas por personal del mismo laboratorio. Todas las edades reportadas en el presente trabajo son edades de enfriamiento obtenidas en concentrados minerales de hornblenda, biotita y feldespatos-K (ortoclasa).

e) Interpretación de datos y redacción de tesis. A continuación, se argumentan de forma sistemática cada una de las interpretaciones alcanzadas en la presente investigación.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Evolución Tectónica Pre-Mesozoica

En más de una ocasión se ha citado que la historia tectónica de México es sin duda el enlace entre la evolución geológica del extremo meridional de América del Norte y la parte septentrional de América del Sur, incluyendo al Caribe (Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994 y Dickinson and Lawton, 2001). En la parte sur de los Estados Unidos de América (EUA) y noreste de México existen rasgos estructurales y bloques tectónicos antiguos que permiten concluir que estuvieron unidos en un tiempo América del Norte y América del Sur cuando se formó el supercontinente Pangea en el Pérmico (Handschy *et al.*, 1987 y Stewart, 1988). Sin embargo, poco se conoce de la historia tectónica pre-Pangea; se infiere, con base en lo reconocido en el oeste y este de EUA, para la parte final del Proterozoico Tardío, que *rifting* y deriva continental pudieron fragmentar el borde sur de EUA y establecer un margen pasivo amplio sobre el que se depositaron espesores potentes de rocas sedimentarias marinas en el Paleozoico, las cuales posteriormente fueron acortadas y sobrepuestas sobre el borde continental durante la orogenia Ouachita-Marathon (Handschy *et al.*, 1987; Sedlock *et al.*, 1993 y Dickinson and Lawton, 2001).

La realidad es que la configuración estratigráfica y estructural del Paleozoico al Mesozoico Temprano a Medio del NE de México, refleja una evolución tectónica compleja. Ésta es difícil de discernir por la amplia cubierta sedimentaria marina depositada entre el Jurásico Medio-Tardío y el Cretácico Tardío (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Pindell, 1985; Salvador, 1987; Pindell *et al.*, 1988; Winkler and Buffler, 1988; Wilson, 1990; Pindell and Barrett, 1990; Pindell, 1993; Marton and Buffler, 1993 y Dickinson and Lawton, 2001).

Por lo anterior, de manera indirecta se ha establecido que la margen sur del cratón de América del Norte debe de estar a algunas decenas de kilómetros al sur del frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (Figura 1-1 y 2-1); lo anterior se apoya en estudios sísmicos, de anomalías magnéticas, gravimétricas y a la ocurrencia del cabalgamiento Pérmico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon sobre estratos de

plataforma continental en el centro sur de Texas (Keller *et al.*, 1989a, 1989b y Moreno *et al.*, 2000). El frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon no aflora en México. Sin embargo, con base en estudios geofísicos del subsuelo este ha sido proyectado a lo largo de la frontera entre los estados de Chihuahua y Coahuila (Handschy *et al.*, 1987 y James and Henry, 1993) o hasta un poco más al oeste de esta frontera (Moreno *et al.*, 2000), sin cruzar la frontera norte de Durango.

Lo que se tiene bien documentado con afloramientos, es la prolongación del margen pasivo del Proterozoico más tardío de América del Norte hasta la parte central de Chihuahua y Sonora (Sedlock *et al.*, 1993); se cree que en esta región el margen pasivo del Proterozoico más tardío tuvo una orientación este-oeste. Lo anterior, porque ocurren cambios abruptos en la distribución de las facies hacia el sur. Se infiere que la transición entre corteza continental y oceánica debió ser muy abrupta, posiblemente cortada por fallas y con tasa de subsidencia baja, como ocurre en zonas de *rift*. Por esto, algunos autores han inferido que este límite pudo ser de falla lateral pasivo; es decir sin la ocurrencia de transpresión ni transtensión, solo con deslizamiento de bloques a lo largo de este margen pasivo (Stewart, 1988 y Sedlock *et al.*, 1993).

Con estos argumentos, se puede decir, hasta cierto punto, que la historia geológica mejor conocida del sur de EUA y norte de México es la historia post-Pangea. Se sabe que Pangea se formó durante la colisión diacrónica entre Gondwana (África y América del Sur) y Laurasia (América del Norte, Europa y Asia), durante las orogenias Alleghany (Apalaches en el este de EUA) y Ouachita (en el sureste y sur de EUA) entre el Pensilvánico y el Pérmico. De esto, existen suficientes evidencias paleontológicas, paleomagnéticas, estratigráficas y geofísicas que indican que América del Norte y América del Sur estuvieron unidas entre el Pensilvánico y el Triásico Temprano (Van der Voo *et al.*, 1974). La evidencia estructural más importante de la colisión entre Gondwana y Laurasia es el frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon que cruza, de forma sinuosa, de noreste a suroeste el estado de Texas, EUA, y se interna a México en dirección sur a lo largo de la frontera de Chihuahua y Coahuila (Figura 1-1).

Al parecer, la hipótesis más aceptada sobre la falta de continuidad del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon más al sur de la frontera norte de Durango o su prolongación hacia el oeste, hacia Chihuahua y Sonora, es que sea debido a la forma de los continentes que colisionaron; es decir, el borde continental de América del Sur, el cual estaba siendo acrecionado a América del Norte, debió tener una orientación no adecuada (~N-S), o que la tasa de convergencia haya disminuido de forma rápida durante la colisión de los continentes (Sedlock *et al.*, 1993). Lo anterior, tomó fuerza después de que se cuestionó la traslación de parte del frente del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon, desde el sureste de Chihuahua hacia Ciudad Victoria, Tamaulipas, a través de la Falla Mojave-Sonora (FMS), debido a que las características litológicas y faunísticas de la región de Marathon y Ciudad Victoria son diferentes (Stewart., 1988 y Stewart *et al.*, 1999).

Con base en lo descrito en los anteriores párrafos, se puede esperar que la parte central del terreno Coahuila, área en estudio, tenga pocas posibilidades de presentar un basamento Proterozoico, debido a que se encuentra por lo menos a 250 km al oeste y sur del frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (Figura 1-1).

2.2 El terreno Coahuila y el arco permo-triásico

El terreno Coahuila se localiza en el extremo noreste de México y está limitado al sur por el terreno Sierra Madre (Campa and Coney, 1983), y al norte por el frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon. De acuerdo a Sedlock *et al.* (1993), denomina a este mismo conjunto como terreno Coahuiltecano, e indica que está separado al sur a través de la FMS de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya; al oeste por el terreno Tarahumara; al norte, por el Cinturón Orogénico Ouachita Marathon; y al este por la línea de costa con el Golfo de México (Figura 1-1).

Esencialmente el terreno Coahuila lo podemos dividir en tres sub-provincias: a) Bloque Coahuila (BC), b) Cuenca de Sabinas-La Popa o Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) y, c) Plataforma Burro-Peyotes o Cratón Coahuila-Texas (CCT). Cada una de estas sub-provincias está separada por fallas corticales del Jurásico de orientación WNW, las

cuales son de sur a norte: la Falla Mojave-Sonora (FMS), la Falla San Marcos (FSM) y la Falla La Babia (FLB), respectivamente (Figura 1-1).

Se ha sugerido para el terreno Coahuila la existencia de dos arcos magmáticos previos a la transgresión marina del Jurásico Tardío en el noreste de México. Se ha determinado que el ensamble de arco más antiguo arroja edades del Pensilvánico al Pérmico (McKee *et al.*, 1988) y permo-triásicas (Torres *et al.*, 1999), y el más joven del Triásico Tardío-Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995).

Las rocas del arco permo-triásico afloran en las localidades de Delicias-Acatita, Lindavista y alcanzan a extenderse hasta la Cuenca de Sabinas en el Potrero de La Mula y Valle San Marcos (Jones *et al.*, 1984; Handschy *et al.*, 1987; McKee *et al.*, 1988, 1990 y Torres *et al.*, 1999), y han sido cortadas por una cantidad importante de pozos de PEMEX en la región (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992), y en la parte oriental de México (Albarrán, 1984 y Torres *et al.*, 1999; Figura 2-1).

Las rocas que documentan a este arco magmático componen la mayor parte del basamento del Bloque Coahuila y, corresponden a una secuencia gruesa de rocas marinas del Pensilvánico Medio (?) al Pérmico, así como a cuerpos intrusivos del Triásico. Las rocas presentan metamorfismo de grado bajo, son esencialmente sedimentos derivados de un arco volcánico activo que produjo acumulaciones de depósitos de gravedad transportados en masa, compuestos principalmente por: a) detritos y escombros andesíticos y dacíticos, b) sedimentos pelágicos que experimentaron movimientos post-deposicionales, y c) detritos y escombros de caliza trasladados desde el margen de la cuenca (McKee *et al.*, 1988). Estos autores concluyen que estas rocas corresponden a sedimentos depositados frente (*fore-arc*) y dentro de un arco (*intra-arc*). Con base en la distribución de las facies, relaciones estratigráficas y el ambiente tectónico, sugieren que la Cuenca Las Delicias no es parte del sistema Ouachita-Marathon como lo habían propuesto Handschy *et al.* (1987), por lo que sugieren que el Bloque Coahuila puede ser un terreno estratigráfico alóctono transportado desde el noroeste a través de megacizallas regionales con movimientos izquierdos (McKee *et al.*, 1988, 1990 y 1999).

Handschy *et al.* (1987) mencionaron que si las rocas de arco en el terreno Coahuila mantienen una relación de contacto directa con la parte interior del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon, estas debieron ser acrecionadas al margen sur de América del Norte en el Paleozoico Tardío y posteriormente intrusionadas por granitoides del Triásico. Lo anterior se apoya en: a) la relación de contacto entre las rocas de arco del Pensilvánico-Pérmico con la zona interior del sistema Ouachita y, b) en que las rocas paleozoicas están deformadas y definen una dirección de transporte tectónico hacia el oeste, igual que el Cinturón Orogénico Ouachita Marathon, al cual cabalgarían en la región suroeste y oeste de Coahuila. De acuerdo a Handschy *et al.* (1987), las rocas se habrían desarrollado en un arco magmático localizado en el borde norte de Gondwana (América del Sur), que fue acrecionado sobre el margen pasivo del Paleozoico en el sur de Laurasia durante la formación de Pangea y, disgregado durante la apertura del Golfo de México.

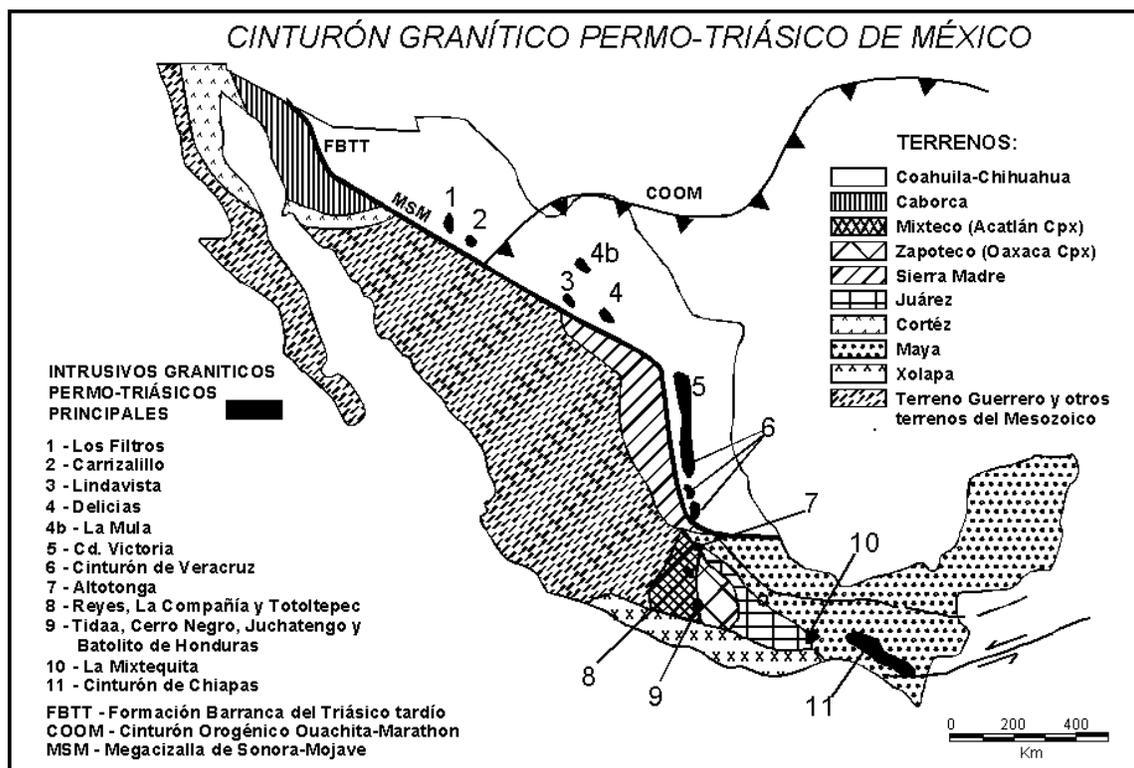


Figura 2-1. Afloramientos del cinturón granítico permo-triásico de México que define al arco que existió en el borde oeste de Pangea (Torres *et al.*, 1999). Nótese que se muestra la relación de este arco con respecto a la distribución de los terrenos tectónicos de acuerdo a Coney y Campa (1987).

Por otro lado, una interpretación más reciente hecha por Torres *et al.* (1999), sobre estas mismas rocas, es que pueden ser vistas como vestigios de un arco permo-triásico, que se desarrolló por subducción hacia el este en la parte oeste de Pangea justo después del desarrollo del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (Figura 2-1). De acuerdo a estos autores, este arco fue fragmentado durante el *rifting* del Triásico-Jurásico, capturado en el sur de América del Norte y separado de Gondwana ancestral (América del Sur y África) durante la deriva del Golfo de México en el Jurásico Tardío (Dickinson and Lawton, 2001). Este arco se habría instaurado en el oeste de Pangea, inmediatamente después de la colisión de Gondwana y Laurasia durante la Orogenia Ouachita-Marathon, aproximadamente a los 281 Ma (Dickinson and Lawton, 2001). Se han definido edades para estas rocas que van de 287 a 232 Ma, así como valores de ϵ_{Nd} de -4.4 a $+2.5$, por lo que concluyen que corresponden a rocas de un arco que se desarrollo sobre corteza continental evolucionada (Torres *et al.*, 1999).

Lo importante de estos tres modelos (traslación del noroeste, acreción durante el Cinturón Orogénico Ouachita Marathon y/o desarrollo post Cinturón Orogénico Ouachita Marathon en el oeste de Pangea), sobre el origen del arco permo-triásico del terreno Coahuila, es que todos coinciden en que las rocas que componen principalmente al basamento del terreno Coahuila son de edad Pensilvánica a permo-Triásica, se extienden en la región de Delicias-Acatita, Potrero de La Mula y Valle San Marcos, y fueron parte de un arco magmático desarrollado sobre corteza continental, que debe estar en su parte norte y oeste en contacto tectónico o por intrusión con sedimentos deformados del Paleozoico. Estos sedimentos habrían sido depositados en el margen pasivo al sur de Laurasia, posteriormente acortados y cabalgados sobre el continente durante la orogenia Ouachita-Marathon. Partiendo de esto, es importante resaltar que la mayor parte de la corteza del terreno Coahuila podría estar compuesta por un ensamble de arco en el sur y centro, y metasedimentos del Paleozoico en el norte y oeste (sistema Ouachita; Handschy *et al.*, 1987; Stewart, 1988 y Dickinson and Lawton, 2001).

Sin embargo, un cuarto modelo sobre el basamento de Coahuila, propuesto recientemente por López *et al.* (2001), apoyado en datos isotópicos (Nd y Pb) y

geocronológicos (U-Pb en circones) de gravas y bloques de composición granítica (10 muestras) que forman parte de un conglomerado del Paleozoico Tardío en la región de Las Uvas, indica que la parte centro sur de Coahuila presenta un basamento tipo Gondwana más que tipo Laurencia, y puede ser parte del terreno Oaxaquia propuesto por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995).

Las edades de cristalización determinadas utilizando la técnica de U-Pb en circones de estos clastos, son ampliamente grenvilianas ($1,232 \pm 7$ a $1,214 \pm 2$ Ma) pero más jóvenes que el magmatismo de arco grenviliano de Laurencia ($< 1,230$ Ma). López *et al.* (*op. cit.*), destacan también la existencia de un subgrupo de muestras que contienen xenocristales de circones que producen edades de $\sim 1,850$ Ma, que corresponderían a la primer evidencia de corteza Paleoproterozoica al sur de la sutura del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon en México.

Por otro lado, una de estas muestras produce una edad de cristalización Pan-Africana (580 ± 4 Ma), siendo esta la primer edad Pan-Africana reportada para basamento de México. Otro dato importante, es que dos de las rocas Grenvilianas reconocidas en este trabajo, fueron afectadas por un evento de edad Pan-Africana, ya que muestran edades U-Pb con interceptos inferiores que dentro de sus errores engloban la edad de 580 Ma. Adicionalmente, las composiciones isotópicas de Pb y Nd de la muestra Pan-Africana indican que esta fue derivada de la fusión parcial de basamento grenviliano o asimiló un volumen importante de este. Además, presenta características isotópicas muy particulares que solamente son correlacionables con el macizo de Santa Marta, Colombia, y con la Cordillera de Mérida, Venezuela. Lo anterior, liga al basamento de Coahuila más dentro de una evolución del ensamble de Gondwana que de Laurasia. La importancia de la orogenia Pan-Africana que parece estar presente en Coahuila, es que esta marca el ensamble de los terrenos que formaron a Gondwana y no afectó a Laurasia (Mueller *et al.*, 1994 y Unrug, 1997).

Sin duda, es fundamental conocer en lo posible la composición del basamento de Coahuila. Lo anterior, debido a que estas rocas pudieran ser las que cortaron y con las que potencialmente interactuaron los magmas que componen al Cinturón de Intrusivos Candela-

Monclova (CICM). Es decir, los magmas potencialmente pudieron asimilar rocas desde edad Proterozoica, Grenviliana, Pan Africana hasta Permo-Triásicas.

2.3 El arco Triásico Tardío-Jurásico

Handschy *et al.* (1987) consideran que las rocas de arco que se desarrolló entre Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano de la región de Delicias-Acatita, después de haber sido deformadas durante la orogenia Ouachita, fueron intrusionadas por granitoides del Triásico Tardío. Aquí se plantea la hipótesis de que estos intrusivos pueden representar a las manifestaciones tardías de un arco más antiguo o el inicio o sobreposición parcial del arco del Triásico Tardío-Jurásico, mejor documentado en el norte de Zacatecas y Durango por Grajales-Nishimura *et al.* (1992) y Jones *et al.* (1995). La extensión de los granitoides de arco del Triásico Tardío-Jurásico en el terreno Coahuila, parecen exceder a la distribución espacial de las rocas del ensamble de arco del Pensilvánico Medio-Pérmico, ya que afloramientos de este tipo de granitoide han sido reportados tanto en el Bloque de Coahuila (área de Delicias-Acatita: Denison *et al.*, 1969; McKee *et al.*, 1988 y Grajales-Nishimura *et al.*, 1992), como en la Cuenca de Sabinas, en las localidades de Potrero de La Mula (Jones *et al.*, 1984) y Sierra Mojada (McKee *et al.*, 1988). Sin embargo, rocas volcánicas de estas edades no han sido reconocidas (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992) en algunos de estos sitios.

Las primeras edades reportadas de las rocas del Triásico Tardío-Jurásico del terreno Coahuila son las de Denison *et al.* (1969), quienes obtuvieron edades de 203 ± 4 Ma (meta-argilita con biotita en roca total), y 201 ± 4 Ma (granodiorita) en el área de Delicias-Acatita y 206 ± 4 Ma (granodiorita) en el Potrero de La Mula, Coahuila, utilizando el método K/Ar.

El afloramiento más extenso e importante dentro de la Cuenca de Sabinas de granitoides del Triásico Tardío-Jurásico corresponde al de la isla de la Mula, que comprende al Potrero de La Mula y la Sierra El Fuste. En esta localidad, Jones *et al.* (1984) determinaron que las rocas ígneas principales en el Potrero de La Mula son granitos tipo-I con biotita, hornblenda y dos feldespatos. Reportaron una edad de isócrona Rb/Sr de 213 ± 14 Ma y una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.705 ± 0.0004 para nueve muestras. Con base en la mineralogía, química y los datos isotópicos concluyen que estos granitos fueron emplazados sobre una

zona de subducción. Lo anterior, es consistente con lo que concluye Handschy *et al.* (1987), McKee *et al.* (1988), Grajales-Nishimura *et al.* (1992) y Torres *et al.* (1999) sobre el origen de estos granitoides.

Otra área con afloramientos de rocas graníticas que ha producido edades triásicas corresponde a afloramientos aislados localizados al noroeste del Valle de San Marcos. Para estas rocas, Jones *et al.* (1982) reportaron inicialmente una edad Rb/Sr en roca total de 242 ± 2 Ma en granodiorita y, posteriormente, McKee *et al.* (1990) obtuvieron una edad modelo (Rb/Sr) en muscovita de 240 ± 2 Ma. Estos autores interpretan a estos afloramientos como parte del basamento deformado expuesto en algunos sitios en la Cuenca de Sabinas y señalan que son rocas muy semejantes a las reconocidas en la región de Delicias-Acatita (McKee *et al.*, 1988), Potrero de la Mula y Sierra El Fuste (Jones *et al.*, 1984). Recientemente Molina-Garza *et al.* (2003) y Arvizu-Gutiérrez (2003), con base en estudios paleomagnéticos, cuestionaron la idea de un basamento homogéneo y/o *in situ* de estos afloramientos.

Otra de las localidades del terreno Coahuila donde afloran rocas que producen edades del Triásico corresponde a Sierra Mojada. En esta localidad se han fechado clastos de un granito rojo que produce edades de ~ 225 Ma por el método Rb/Sr (McKee *et al.*, 1988). Finalmente, edades determinadas recientemente en rocas de la localidad de Acatita (Lindavista) y Delicias, indican edades en separados de hornblenda de: 215.9 ± 1.9 Ma (2σ nivel de confianza), biotita: 217.3 ± 1.2 Ma y feldespato-K: 205.6 ± 1.4 Ma que definen espectros casi planos utilizando la técnica de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Molina-Garza, 2005, aceptado); estas edades son consistentes con las ya reportadas del Triásico Tardío por Denison *et al.* (1969) de 203 ± 4 Ma y 201 ± 4 Ma utilizando el método K/Ar en la misma localidad.

El resto de la información sobre edades de rocas de arco proviene de muestras tomadas en pozos de exploración petrolera realizados en la región (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Torres *et al.*, 1999). De hecho, Torres *et al.* (1999) definen ampliamente que el arco permo-triásico está sepultado en el este de México, principalmente en los estados de Veracruz y Tamaulipas, pero que alcanza a llegar hasta Chiapas en el sur, así como hasta Coahuila y Chihuahua en el norte. En el norte, señalan que podría cruzar la zona de sutura

del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (Torres *et al.*, 1999; Figura-2-1). Por otro lado, Albarrán (1984) y Grajales-Nishimura *et al.* (1992), con respecto a la distribución de este arco, sugieren que la ocurrencia del ensamble de arco permo-triásico en Coahuila, puede obedecer a un desplazamiento derecho del Bloque de Coahuila, desde la parte norte del Bloque de Tampico, que compone a la parte batolítica sepultada del arco permo-triásico en el oriente de México. Sin embargo, así como desplazamientos derechos han sido sugeridos, también desplazamientos izquierdos y la traslación de este ensamble de arco desde la región de la Cordillera de América del Norte, a través de desplazamientos izquierdos a lo largo de la FMS y la misma FSM (*i.e.* McKee *et al.*, 1988, 1990 y 1999).

Aunque el arco permo-triásico es más antiguo que el del Triásico Tardío-Jurásico de la región de Zacatecas-Durango, es el primero el que mejor ha sido definido en cuanto a su distribución; aún y que ambos fueron afectados por fallamiento lateral del Jurásico, la distribución de rocas de arco del Triásico Tardío-Jurásico es más caótica, al parecer por efectos de cizalla lateral del Jurásico Tardío en el borde continental pacífico (Anderson and Schmidt, 1983; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Sedlock *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1995 y Dickinson and Lawton, 2001). Por otro lado, el arco permo-triásico, localizado en la parte más interna de continente, parece haber sido cortado solo en la región al norte de Tampico, lo que pudo haber producido el desplazado del Bloque de Coahuila hacia el noroeste como lo menciona Albarrán (1984). Otra razón por la cual se conoce con mayor detalle el arco permo-triásico es porque forma el basamento de las principales cuencas de hidrocarburos que bordean el Golfo de México; por lo anterior ha sido cortado en un sinnúmero de pozos de PEMEX que han permitido definir bien su distribución, lo cual no es el caso del arco Triásico Tardío-Jurásico. Para el arco permo-triásico, Torres *et al.* (1999) proponen que desde su instauración, fue un bloque prácticamente fijo en la parte este de México que separó la traslación de Yucatán hacia el sur en el Jurásico Tardío de la acreción de terrenos tectonoestratigráficos (*i.e.* arco Triásico Tardío-Jurásico) del Pacífico entre el Jurásico y Cretácico.

En resumen, podemos decir que el arco permo-triásico está bien representado dentro del terreno Coahuila y compone en gran medida al basamento pre-Jurásico, mientras que las

rocas del arco Triásico Tardío-Jurásico no lo están, aún y que existen rocas intrusivas del Triásico Tardío en la región de Delicias-Acatita y Potrero de La Mula. De hecho, la existencia de rocas volcánicas del arco Triásico Tardío-Jurásico hacia el sur del terreno Coahuila, es uno de los argumentos más fuertes para los que han propuesto la existencia de la FMS (Anderson and Schmidt, 1983; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995). El arco Triásico Tardío-Jurásico estaría dentro del terreno Tepehuano, el cual está separado del terreno Coahuila a través de la FMS (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Sedlock *et al.*, 1993 y Dickinson and Lawton, 2001; Figura 1-1).

2.4 Apertura del Golfo de México

Se conoce que la apertura del Golfo de México y la generación de su margen pasivo empezó a partir del Triásico Tardío con la fragmentación del supercontinente Pangea. Esto fue producto de un evento de *rifting* continental en la margen sur de la placa de América del Norte, que pudo haber sido causado por la instauración de una gran pluma del manto que disparó la inestabilidad cortical (May, 1971). Lo anterior, al parecer condujo a la ruptura total y separación de las placas de América del Sur y África. El *rifting* contribuyó a la creación de una corteza continental transicional, producto de adelgazamiento e intrusión de magmas máficos hasta el Jurásico Temprano y Medio, que se ubicaría en la parte central de la cuenca. Contemporáneo a este evento de *rifting*, se cree que se desarrolló el arco magmático del Triásico Tardío-Jurásico del norte y noroeste de México, por lo que las condiciones tectónicas fueron complejas (Dickinson and Lawton, 2001).

Se piensa también que la ruptura continental estuvo acompañada por desplazamientos laterales importantes en el norte y suroeste de México que desplazaron terrenos tectonoestratigráficos del noroeste hacia el sureste (Silver and Anderson, 1974; Anderson and Schmidt, 1983; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Sedlock *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1995 y McKee *et al.*, 1999). En este contexto, se desarrollaron también estructuras de *grabens*, *horsts* y medios *grabens* de forma alargada que fueron rellenados inicialmente por depósitos fluviales de origen continental conocidos como lechos rojos (Formaciones Huizachal, Newark, entre otras), y rocas volcánicas del Triásico Tardío-Jurásico Temprano conocidas en el este de México y sureste de EUA (Goldhammer *et al.*, 1991; Wilson and Ward, 1993;

Goldhammer, 1999 y Barbosa-Gudino *et al.*, 1999). Se ha interpretado que algunas estructuras de *grabens* en el este-centro de México pudieron haber estado activas hasta el inicio del Jurásico Tardío (Salvador, 1991b).

A esta etapa inicial del rompimiento de Pangea, que duró aproximadamente 50 Ma (Triásico Tardío-Jurásico Temprano a Tardío), se le conoce como “**La etapa de Rift**” y, muy probablemente, durante esta etapa ocurrieron las primeras rupturas dentro del terreno Coahuila que condujeron a la generación de sus fallas de basamento principales, como La Babia y San Marcos (McKee *et al.*, 1984, Padilla y Sánchez, 1986 y McKee *et al.*, 1990). Se estima que la deformación durante la etapa de *rift* se caracterizó por ser puramente extensional en el área del Golfo y es considerada como la que inicia la traslación del bloque de Yucatán hacia el sur-sureste (Pindell, 1985; Buffler and Sawyer, 1985 y Salvador, 1987).

Después del evento extensional, las zonas continentales de bajo relieve producto del *rifting* experimentaron una trasgresión marina proveniente del este (Mar del Tethys) en el Jurásico Medio (Calloviano), controlando el depósito de secuencias evaporíticas gruesas y extensas conocidas hoy en los márgenes de la cuenca del Golfo de México, sur de Texas y noreste de México incluyendo la Cuenca de Sabinas (Salvador 1987, 1991b y 1991c; Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999 y Goldhammer and Johnson, 2001). El espesor de las evaporitas oscila entre 1,000 y 1,500 m en la parte central de la cuenca del Golfo de México, pero alcanza hasta 2,000 y 3,000 m en los taludes continentales de Texas-Louisiana, EUA, y en la Bahía de Campeche, México (Salvador, 1991b y 1991c). Estos depósitos de sal han sido utilizados para definir la edad y dirección de dispersión del piso oceánico en el Golfo de México, concluyéndose que el período de deriva principal, el cual también controló la traslación del Bloque de Yucatán hacia el sur, ocurrió durante el Jurásico Temprano-Tardío o después de la deposición de las secuencias evaporíticas (Pindell, 1985; Salvador, 1987; Ross and Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Pindell and Barrett, 1990; Salvador, 1991a, 1991b, 1991c; Goldhammer *et al.*, 1991; Pindell, 1993; Wilson and Ward, 1993; Marton and Bufler, 1994; Goldhammer, 1999 y Dickinson and Lawton, 2001).

Al parecer, la corteza oceánica en el centro del Golfo se creó a partir de que la corteza continental alcanzó un adelgazamiento crítico. El tiempo en el cual ocurrió la instauración de la dorsal oceánica en la parte central del Golfo, fue definido considerando las siguientes premisas sobre las secuencias evaporíticas presentes en el norte y sur del Golfo de México (Salvador, 1991b): a) Las secuencias evaporíticas fueron depositadas durante el Calloviano y el Oxfordiano Temprano, b) las secuencias se acumularon sobre la corteza continental adelgazada en cuencas cercanas a la zona donde se emplazó la dorsal oceánica, y c) las secuencias fueron cortadas y separadas debido al emplazamiento de la dorsal oceánica y el inicio de la dispersión del piso oceánico, respectivamente, en el centro del Golfo de México.

Con base en lo anterior, el tiempo de operación de la dorsal oceánica en el Golfo fue entre el Jurásico Medio-Tardío o Jurásico Temprano-Tardío. Ésta etapa es conocida como “**La etapa de deriva**”, la cual fue el segundo mecanismo por el cual el bloque de Yucatán, limitado por una falla transformante derecha (Tamaulipas-Chiapas) en el este del Golfo y otra transformante izquierda (Escarpe de Florida) en el oeste, fue trasladado hacia el sur experimentando una rotación antihoraria (~50°; Pindell, 1985; Salvador, 1987; Ross and Scotese, 1988; Pindell and Barrett, 1990; Pindell, 1993 y Marton and Bufler, 1994). A partir del Jurásico Tardío, por mecanismos aún desconocidos, la dispersión en la parte central del Golfo cesó y migró hacia el este para dar origen al océano Atlántico (Pindell, 1985; Pindell and Barrett, 1990 y Dickinson and Lawton, 2001). A partir de este tiempo la cuenca del Golfo de México fue estable caracterizándose por subsidencia en su parte central producto de enfriamiento termal y relleno parcial posterior.

En el este de la cuenca del Golfo de México, la plataforma estable de Florida fue cubierta por el mar hasta finales del Jurásico Tardío o principios del Cretácico, como sucedió para la plataforma de Tamaulipas (Salvador, 1991b y Wilson and Ward, 1993). Además, la plataforma de Yucatán estuvo emergida hasta mediados del Cretácico, al igual que la plataforma de Coahuila en el noreste de México. Después, todas las plataformas fueron sumergidas y la acumulación de carbonatos y evaporitas caracterizó la historia geológica de estas áreas estables. Gran parte de la cuenca del Golfo de México estuvo rodeada durante el Cretácico Temprano y Medio por plataformas carbonatadas, y su margen occidental estuvo

involucrada durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano en el episodio de deformación contraccional conocido como orogenia Laramide, la cual creó la Sierra Madre Oriental al este de México, generando cabalgamientos de los sedimentos de cuenca sobre los de las plataformas y transporte tectónico hacia el oriente mejor conocido en el tramo Monterrey-Teziutlán (Puebla) (Salvador, 1991a, 1991b, 1991c; Goldhammer *et al.*, 1991; Wilson and Ward, 1993; Goldhammer, 1999 y Eguiluz *et al.*, 2000) y hacia el norte en las “sierras atravesadas” (Monterrey-Durango).

Uno de los consensos importantes sobre la evolución tectónica del Golfo de México es que a partir del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano fue un margen pasivo sin la influencia de actividad ígnea (Pindell, 1985; Salvador, 1987; Ross and Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Pindell and Barrett, 1990; Salvador, 1991a, 1991b, 1991c; Pindell, 1993; Bartok, 1993 y Marton and Bufler, 1994). Además, los cambios de facies litológicas y/o estratigráficas estuvieron dominados principalmente por cambios eustáticos (Todd and Mitchum, 1977; Vail *et al.*, 1984; Haq *et al.*, 1987; Scott *et al.*, 1988; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1991; Scott, 1993; Yurewicz *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999 y Lehmann *et al.*, 1999). Por otro lado, en el mismo lapso (Figura 2-2), la margen occidental de México fue controlada por la tectónica activa del Pacífico que controló ampliamente el crecimiento de la corteza continental hacia el oeste, por la acreción de terrenos tectonoestratigráficos y el desarrollo de arcos magmáticos (Campa and Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1994; Morán-Zenteno, 1994; Centeno-García and Silva-Romo, 1997; Goldhammer, 1999 y Dickinson and Lawton, 2001).

El territorio actual en el noreste de México es producto de la sobreposición de los eventos tectónicos descritos anteriormente (orogenia Ouachita-Marathon, apertura del Golfo de México, evolución del margen activo en el oeste de México y la orogenia Laramide). Debido a su importancia dentro de la evolución tectónica regional, esta región ha sido dividida en diferentes sub-provincias estratigráficas y estructurales (De Cserna, 1956; Humphrey and Díaz, 1956; McBride *et al.*, 1974; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1991 y Goldhammer, 1999; entre muchos otros). Así mismo se ha definido la existencia de fallas de basamento y altos estructurales que se cree

son claves en la interpretación de la evolución geológica y estructural, además de que frecuentemente separan zonas con estilos de deformación diferentes. Goldhammer (1999) presentó un mapa base regional integral sobre las diferentes cuencas, altos estructurales, plataformas, zonas de cabalgadura y sutura generadas a partir del Paleozoico Tardío en el noreste de México y sur de EUA (Figura 2-3).

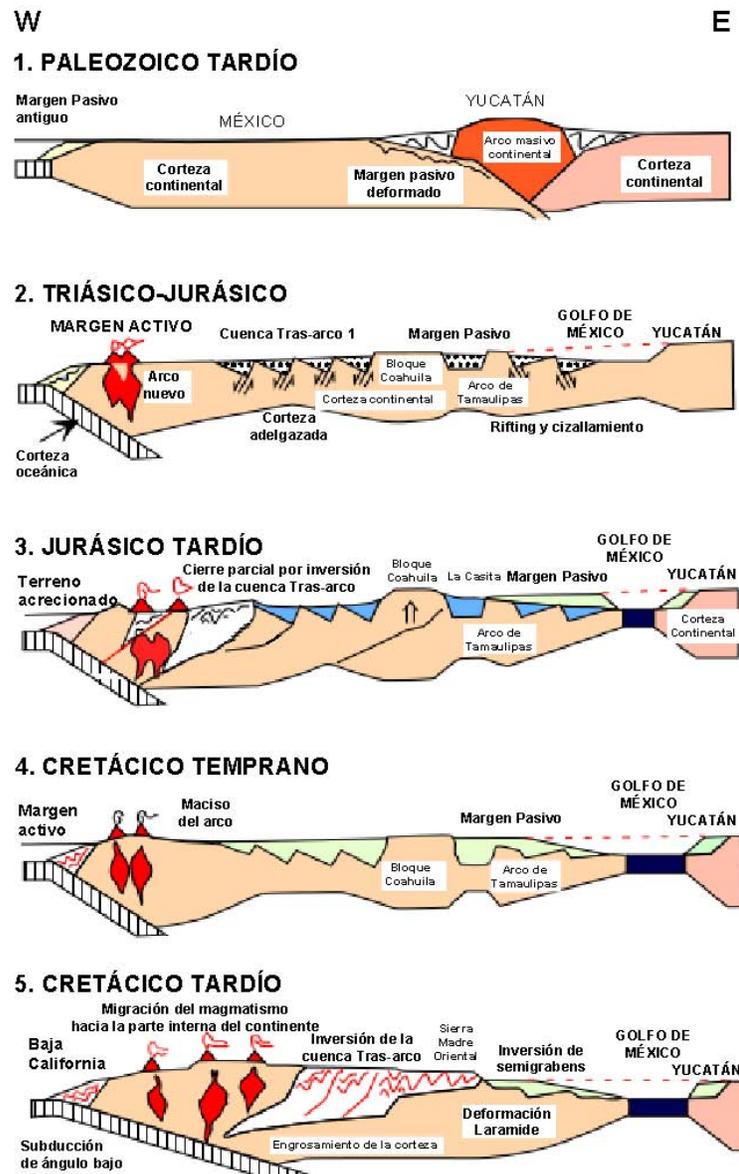


Figura 2-2. Modelo esquemático que representa la evolución geológica del norte de México por medio de secciones este-oeste. Nótese que a partir del Jurásico Tardío la cuenca del Golfo de México actuó como un margen pasivo. La influencia de la actividad tectónica en el margen Pacífico gradualmente afectó a toda la región produciendo los cambios más notables durante la orogenia Laramide (Tomado de Goldhammer, 1999).

Entre las cuencas de antepaís del Paleozoico Tardío más importantes identificadas se encuentran: Pedregosa, Delaware, Cuenca de la plataforma central, Midland, Val Verde, Kerr, Fort Worth; entre estas dos últimas se localiza el alto del Llano. Un rasgo distintivo es que estos elementos están limitados al sur por el frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon.

Los elementos desarrollados durante el Mesozoico producto de la apertura del Golfo de México son: El Alto Sabine, Cuenca Salina del este de Texas, Arco de San Marcos, la Cuenca del sur de Texas, Cuenca de Sabinas, Cuenca de Burgos, Arco Burro-Salado, Arco de Tamaulipas, Cuenca Magiscatzin, Cuenca Tampico-Mizantla, Bloque Coahuila, el Canal de Monterrey, y las plataformas de carbonatos Valles-San Luis Potosí y Tuxpan. La Provincia del Pacífico Mexicano incluye: Canal de Chihuahua, Geosinclinal Mexicano y la parte occidental de la Sierra Madre Oriental. Las cuencas de Parras y La Popa son del Cretácico Tardío-Terciario Temprano y están relacionadas genéticamente a ambos dominios tectono-estratigráficos (Goldhammer, 1999; Figura 2-3). Es muy importante mencionar que la mayoría de las cuencas, altos estructurales y plataformas, están limitadas por fallas regionales corticales (FSM y FLB). Dichas estructuras controlaron la distribución de Facies sedimentarias, separan zonas con diferente estilo de deformación y en algunos casos canalizaron magmatismo. Por su importancia en la presente investigación, las fallas de basamento más importantes del noreste de México se discuten a continuación.

2.5 Fallas principales del basamento en el noreste de México

2.5.1 Falla Mojave-Sonora

La falla Mojave-Sonora (FMS) es una estructura regional que fue propuesta inicialmente por Silver y Anderson (1974) como una solución parcial a los problemas existentes entre la sobreposición de México y la parte norte de América del Sur en los modelos tectónicos para la reconstrucción de Pangea (*i.e.* Bullard *et al.*, 1965 y Pindell, 1985). Adicionalmente, a fines de los 70's y principios de los 80's del siglo pasado, Anderson y Silver (1977a, 1977b, 1978, 1979 y 1981) encontraron evidencias geocronológicas que al parecer fundamentaban diferencias en edad entre el Bloque de Caborca y el basamento Proterozoico al noreste de la traza propuesta para la FMS,

obteniendo edades Paleoproterozoicas (1.8-1.6 Ga) a Mesoproterozoicas (1.4 a 1.1 Ga), que utilizaron como elemento fundamental para la colocación de la traza de la FMS en esta región del suroeste de América del Norte y Noroeste de México.

Anderson y Silver postularon que la FMS es una falla lateral izquierda de rumbo NW que estuvo activa en el Jurásico Tardío (~150 Ma) y que posiblemente acomodó de 700 a 800 km de desplazamiento. La FMS divide al basamento de Sonora en dos bloques cristalinos con edades aparentemente diferentes. El bloque más antiguo tiene edades entre 1.8 y 1.7 Ga y corresponde al Bloque Caborca, localizado al suroeste de la traza propuesta para la FMS; mientras que un basamento ligeramente más joven llamado Bloque de América del Norte, localizado al noreste de la traza de la MMS presenta edades de 1.7 a 1.6 Ga (Figura 1-1).

Posteriormente, esta zona de cizalla fue utilizada para explicar posibles incongruencias en la distribución de rocas del Proterozoico, Paleozoico y Mesozoico Temprano en la parte suroeste de EUA (Anderson, 1979 y Anderson and Schmidt, 1983), y en el noreste de México entre los 80's y 90's del siglo pasado (Anderson and Schmidt, 1983; Pindell, 1985; Wilson, 1989; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995).

En el noreste de México, la FMS ha sido utilizada para separar rocas volcánicas del arco magmático del Triásico Tardío-Jurásico de la región de Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas, que al parecer tienen una contraparte de arco muy semejante en Sonora y Arizona (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995; Figura 1-1). Esta misma falla fue inicialmente utilizada por Anderson y Schmidt (1983) para argumentar la traslación hacia el sureste de parte del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon de la región sureste de Chihuahua hasta Ciudad Victoria (Figura 2-3). Por otro lado, Grajales-Nishimura *et al.* (1992) la utilizaron para separar rocas del arco permo-triásico del terreno Coahuila de las rocas volcánicas del arco del Triásico Tardío-Jurásico que se encuentran dentro del terreno Tepehuano (Sedlock *et al.*, 1993; Figura 1-1). Por otro lado, la FMS coincide aproximadamente con los límites entre los terrenos Coahuila, Sierra Madre y Guerrero de Coney y Campa (1987). Adicionalmente, Sedlock *et al.* (1993) la emplearon

para separar al terreno Coahuiltecano o Coahuila, al norte, de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya al sur.

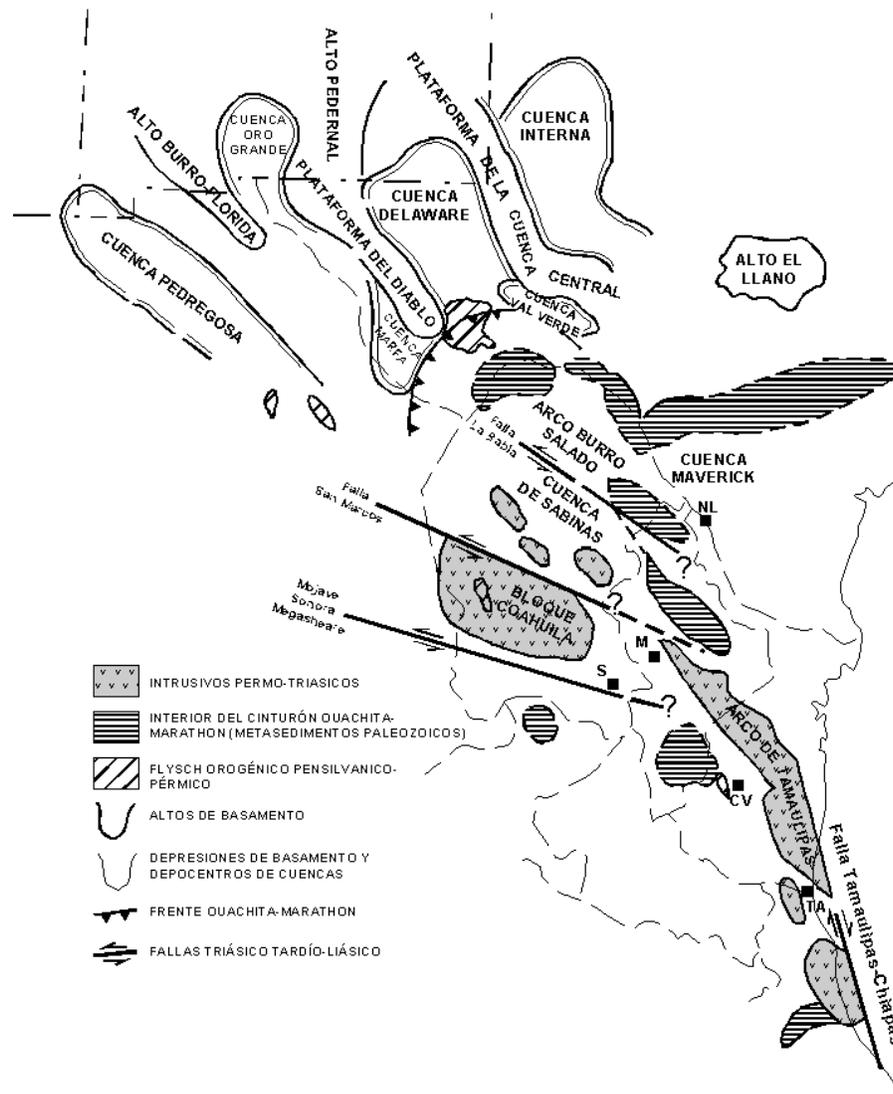


Figura 2-3. Fallas y altos estructurales del basamento en el noreste de México, suroeste de Texas y sur de Nuevo México. Abreviaturas: NL: Nuevo Laredo; TA: Tampico; CV: Ciudad Victoria; S: Saltillo; M: Monterrey (Adaptado de Padilla y Sánchez, 1982 y Goldhammer *et al.*, 1991).

Hoy en día, existe controversia amplia sobre la existencia real de esta zona de cizalla regional recurrentemente citada. Existen evidencias geocronológicas a favor de su existencia

(Silver and Anderson, 1974) y estratigráficas (Flawn and Díaz, 1959 y Jones *et al.*, 1995). Por otro lado, se han argumentado evidencias en contra de la existencia de la FMS, desde el punto de vista paleomagnético está Molina-Garza y Geissman (1996 y 1999), estratigráficas (Stewart *et al.*, 1999), geocronológicas (Iriondo, 2001 y Premo *et al.*, 2003) y geoquímicas (Iriondo, 2001). Por ser un tema secundario al que se desarrolla en la presente tesis, no se hace una mayor discusión al respecto.

2.5.2 Fallas San Marcos y La Babia

La Cuenca de Sabinas fue generada durante la fragmentación continental durante la primera etapa de apertura del Golfo de México (Figura 2-2; Dickinson and Lawton, 2001 y Goldhammer, 1999) y está limitada por las fallas San Marcos al sur y La Babia al norte. Hoy en día estas fallas son consideradas como fallas maestras del basamento que controlaron gran parte del paleorelieve y las litofacies durante el Mesozoico en la Cuenca de Sabinas (Figura 1-1 y 2-3; Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Salvador, 1987; 1991a, 1991b, 1991c; Goldhammer *et al.*, 1991; Wilson and Ward, 1993 y Goldhammer, 1999).

Después del evento orogénico Laramide en el noreste de México, estas fallas limitan lo que hoy se conoce como el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC; Charleston, 1981), y separan zonas con estilos de deformación fuertemente contrastantes (Padilla y Sánchez, 1982). La falla de La Babia, inicialmente propuesta por Charleston (1981), separa al CPC del cratón Coahuila-Texas. Al sur, en la parte central de Coahuila, el CPC limita con el Bloque de Coahuila a través de la falla de San Marcos, definida por Charleston (1973) y citada por McKee y Jones (1979) y McKee *et al.* (1984, 1990; Figura 1-1 y 2-3).

Charleston (1981) y Padilla y Sánchez (1982), con base en el análisis de fotografías de satélite, sugieren la operación de un evento transpresivo importante contemporáneo con, o más tardío que, la deformación Laramide en la Cuenca de Sabinas. No obstante, desplazamientos laterales significativos a lo largo de estas zonas de falla (Wall, *et al.*, 1961; Alfonso, 1978; McKee and Jones, 1979; Smith, 1981; Charleston 1981; Padilla y Sánchez, 1982; McKee *et al.*, 1984 y Padilla y Sánchez, 1986), no han sido claramente cuantificados, aunque si han sido observados a escala afloramiento (McKee *et al.*, 1990; este estudio en la

Sierra La Fragua). Se ha sugerido que la falla de San Marcos experimentó movimientos laterales en el Jurásico Tardío, y normales en el Cretácico Temprano, que controlaron fuertemente los patrones de sedimentación al norte de la falla (McKee *et al.*, 1984 y 1990).

La falla La Babia también es conocida como Falla Sabinas (Alfonso, 1978) o lineamiento Boquillas del Carmen-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982 y 1986). Smith (1981) sugirió que el acortamiento presente en el CPC fue consecuencia de transpresión entre el cratón Coahuila-Texas y la plataforma de Coahuila, con desplazamientos laterales izquierdos acomodados por las fallas San Marcos y La Babia, en el sur y norte, respectivamente, que dispararon la intrusión de la secuencia evaporítica para generar las estructuras anticlinales aisladas observadas dentro del CPC. Por otro lado, Ye (1997) sugiere que la deformación presente en el CPC es por efecto de compresión NE-SW, debido a esfuerzos impuestos sobre el borde continental durante la subducción de la placa Farallón en el noroeste de México durante el Terciario. Con base en las investigaciones realizadas en la presente tesis sobre las estructuras cerca de la falla San Marcos, concluimos que el acortamiento Laramide es similar a lo que cita Ye (1997) pero con una componente izquierda menor (acortamiento oblicuo). Adicionalmente, se observaron fallas laterales más jóvenes que cortan a las estructuras Laramide; estas corresponderían a un nuevo evento de reactivación de la Falla San Marcos.

2.5.3 Falla Tamaulipas-Chiapas o Transformante de Tehuantepec

Esta estructura es otra de las fallas en el este y sur de México consideradas como clave en las reconstrucciones de Pangea, en la evolución del Golfo de México y la traslación de Yucatán a su posición actual (Figura 2-2; Pindell and Dewey, 1982; Anderson and Schmidt, 1983; Campa and Coney, 1983; Pindell, 1985; Pindell and Barrett, 1990; Salvador, 1991b; Sedlock *et al.*, 1993; Pindell, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Marton and Buffler, 1994; Alaniz *et al.*, 1996 y Dickinson and Lawton, 2001).

Salvador (1987) propuso que la deriva hacia el sur del bloque de Yucatán estuvo controlada por dos fallas transformantes grandes NNW-SSE. La principal, y que inclusive ocasionó rotación antihoraria (~ 45-50°) del bloque de Yucatán, fue la que existió en la costa este de México sobre el Golfo y que cruzó el Istmo de Tehuantepec. La otra estuvo ubicada

en la costa oeste de Florida, EUA, en la zona del escarpe de Florida. Aunque se menciona que evidencias de ambas fallas transformantes es escasa.

La Falla Tamaulipas-Chiapas se fundamenta en la ocurrencia de una pendiente vertical recta del basamento en la costa este de México hacia el Golfo, paralela al sistema de *grabens* del Triásico Tardío-Jurásico Medio en el oriente de México. Más al sur, existen algunas evidencias que podrían sugerir la existencia de una discontinuidad estructural mayor a través del Istmo de Tehuantepec como: la ocurrencia de un cambio abrupto en el estilo tectónico de la Sierra Madre Oriental, la cual presenta cabalgaduras con transporte tectónico hacia el este al noroeste del Istmo, comparado con un sistema de fallas de rumbo paralelas a el flanco noreste del macizo de Chiapas, hacia el sureste del Istmo (Salvador, 1991b).

Otra de las evidencias que sugieren la existencia de esta gran falla en el borde este de México, es el alineamiento de la actividad magmática del Terciario de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, así como del magmatismo Cuaternario de la planicie Costera del Golfo de México. Magmatismo del Terciario y Cuaternario también ha sido identificado sobre las trazas de las fallas San Marcos (Aranda *et al.*, 2003) y La Babia (Gregory, 1981; Gunderson *et al.*, 1986; Valdéz-Moreno, 2001 y Aranda *et al.*, 2004a).

Es importante señalar que en el noreste de México existen diferentes bloques de basamento, delimitados por las fallas anteriormente citadas y otras de menor envergadura, que separan secuencias de cuenca del Mesozoico que, en conjunto con los bloques, fueron variablemente incorporados durante el evento de deformación del Cretácico Tardío-Terciario Temprano conocido como Laramide (Campa and Coney, 1983; De Cserna, 1989 y Eguiluz *et al.*, 2000). Por la importancia del análisis de este evento de deformación en el presente trabajo de investigación, a continuación se describen las características principales de este evento y las áreas que afectó, haciendo énfasis sobre sus características en el NE de México que corresponde al área de estudio.

CAPÍTULO III

OROGENIA LARAMIDE

3.1 Introducción

La orogenia Laramide fue propuesta por Dana (1896), quien identificó un evento de formación de montañas contemporáneo a la acumulación de sedimentos de la Formación Laramie, en la localidad del mismo nombre en Wyoming, Estados Unidos de América (EUA). Este evento tectónico generó, en el Cretácico Tardío-Terciario Temprano, cadenas de montañas formadas por estructuras que involucran deformación del basamento dentro del antepaís de las Montañas Rocallosas (*Rocky Mountain Foreland*) de EUA y cuencas con depósitos clásticos del Paleoceno-Eoceno, que incluye las serranías de Montana, Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona. El cinturón Laramide forma parte de la Cordillera de América del Norte, la cual se extiende hacia México e incorpora al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (De Cserna, 1956, 1970; Tardy, 1980 y Suter, 1984), y al conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del oeste y sur de México (Figura 3-1; Campa and Coney, 1983 y Coney and Evenchick, 1994). El término orogenia Laramide ha sido utilizado en México (Tardy, 1980 y Suter, 1984), y representa al evento que generó cadenas de montañas como los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua, Coahuila y la Sierra Madre Oriental.

La Cordillera de América del Norte se extiende desde el mar de Bering, en el norte, y es truncada en el sur por el sistema de fallas Polochic-Motagua en Guatemala a lo largo de la frontera de desplazamiento lateral izquierdo entre las Placas de América del Norte y del Caribe (Campa and Coney, 1983; Pindell and Barrett, 1990 y Coney and Evenchick, 1994; Figura 3-1). Vista de esta manera, la Cordillera tiene aproximadamente 8,000 km de largo y 2,000 km de ancho en su parte central, aunque en promedio presenta 900 km y es mucho más estrecha en sus extremos. Dentro de la Cordillera, el cinturón Laramide de los Estados Unidos de América (EUA) se ubica en la parte centro-oriental, en la región donde la Cordillera es más ancha y está más alejada de la costa actual del Pacífico (Figura 3-1). El límite norte del cinturón Laramide se encuentra en la región de Yellowstone, donde convergen las fronteras entre tres provincias tectónicas: el cinturón Sevier al oeste, las

Grandes Planicies de América del Norte al este, y el cinturón Laramide al sur (Figura 3-1). Si se incluye en el cinturón Laramide a la contraparte mexicana, éste abarca la mitad meridional de la Cordillera, por lo cual alcanza cerca de 4,000 km de largo y termina en la frontera con la placa del Caribe en el sur (Campa and Coney, 1983; Campa, 1985 y Coney and Evenchick, 1994; Figura 3-1).

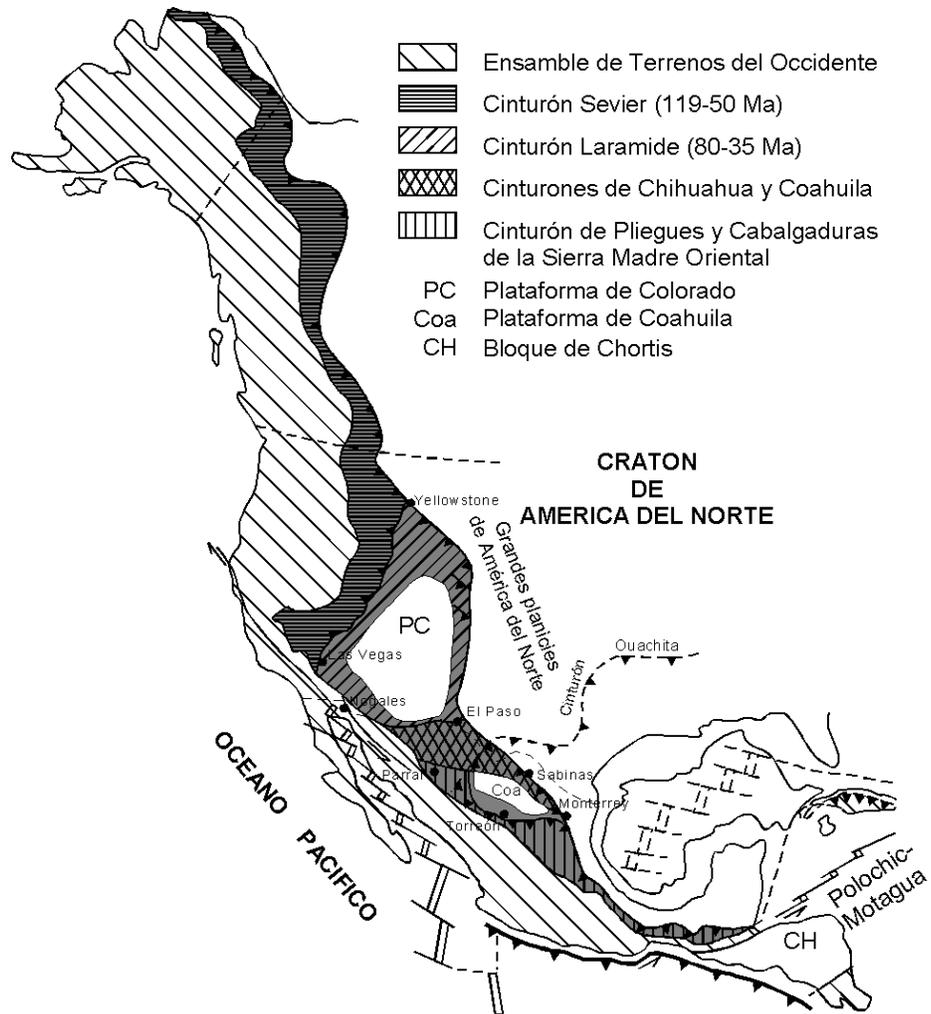


Figura 3-1. La Cordillera de América del Norte se extiende de manera continua desde Alaska hasta el sistema de fallas Polochic-Motagua en la frontera México-Guatemala. Como primer aproximación se le puede dividir en el cinturón de pliegues y cabalgaduras (gris) y el conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del occidente. En los EUA el cinturón de pliegues y cabalgaduras comprende los orógenos Sevier y Laramide. En México el cinturón de pliegues y cabalgaduras incluye los cinturones de Chihuahua-Coahuila y la Sierra Madre Oriental (modificado de Campa, 1985 y Coney and Evenchick, 1994).

La Cordillera de América del Norte comprende a los cinturones montañosos del suroeste de EUA, incluido el Sevier que inició en el Cretácico Temprano (119-50 Ma; Heller and Paola, 1989 y De Celles and Mitra, 1995) y el Laramide, del Cretácico Tardío-Terciario Temprano (80-35 Ma; Dickinson *et al.*, 1988). En general, se considera que las Montañas Rocallosas del antepaís de América del Norte fueron generadas durante la orogenia Laramide, aunque hay regiones en donde existe sobreposición parcial en edad, espacio y estilos de deformación entre los pulsos de deformación Sevier y Laramide (Kulik y Schmidt, 1988).

El cinturón Sevier se caracteriza por presentar rampas estructurales planas, suavemente inclinadas al oeste que se desarrollaron únicamente en la sobrecubierta sedimentaria (deformación de cobertura). El cinturón Laramide en EUA tiene una variedad mayor en rumbos e inclinaciones de fallas de cabalgadura, que involucran tanto a la secuencia sedimentaria como al basamento cristalino (deformación de basamento). En México, el cinturón Laramide está mejor representado por la Sierra Madre Oriental, así como por los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila, en el norte, mientras que en el sur por la Sierra de Chiapas, Zongolica y la Sierra de Juárez. En Sonora, el batolito y la deformación en su parte norte son otros dignos representantes de el evento Laramide (Damon *et al.*, 1981 y Iriondo, 2001). En México, la deformación muestra relaciones más complejas debido a despegues sedimentarios sobre secuencias evaporíticas, incorporación local del basamento en la deformación, y por la reactivación de algunas fallas antiguas del basamento como la Falla San Marcos en el noreste de México (Padilla y Sánchez, 1986 y McKee *et al.*, 1990).

La deformación Laramide fue intensa en el terreno Coahuila y está representada por las estructuras que componen al Cinturón Plegado de Coahuila (CPC). El estilo y edad de la deformación difieren del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Vega-Vera y Perrilliat, 1989b y Ye, 1997) pero ambos son incluidos dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (Campa and Coney, 1983). En el CPC se presentan principalmente pliegues tipo forzados (pliegues por doblés y pliegues por propagación de falla orientados noroeste-sureste y delimitados por bloques de basamento), mientras que pliegues por despegue en la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1982 y Eguiluz *et al.*,

2000), que varían en orientación desde noroeste-sureste hasta noreste-suroeste dependiendo de su posición respecto a las cuencas y bloques de basamento sobre los cuales cabalgó la secuencia.

La parte de la Cordillera desarrollada en basamento Precámbrico se extiende desde la frontera entre Alaska y Canadá, en el noroeste, hasta el extremo meridional del cinturón Apalachiano en el norte de Coahuila, México (Coney and Evenchick, 1994), y en áreas pequeñas y aisladas en el sur de México como en la región de Zongolica (Ortuño-Arzate *et al.*, 1992). En EUA el basamento Precámbrico subyace a los cinturones Sevier y Laramide, aunque únicamente en éste último el basamento fue afectado por la deformación. En México, se conocen también afloramientos donde la deformación del Terciario Temprano afectó al basamento cristalino precámbrico de Chihuahua (Haenggi, 2002) y Sonora (Iriondo, 2001), a rocas del Paleozoico y Mesozoico en Chihuahua (Hennings, 1994), Sierra Mojada y Valle de San Marcos, Coahuila (McKee, *et al.*, 1984 y 1990), suroeste de la Cuenca de Sabinas, Coahuila (Eguiluz, 1997), en los sectores San Pedro del Gallo, Transversal de Parras, Anticlinorio de Huayacocotla, Plataforma Valles-San Luis Potosí, y región de Zongolica en la Sierra Madre Oriental (Eguiluz *et al.*, 2000).

A escala regional, la Cordillera se ramifica en dos sitios: uno entre Yellowstone, Wyoming, y El Paso, Texas. El otro entre Delicias, Chihuahua, y Monterrey, Nuevo León (Figura 3-1). Las ramas orientales siguen al frente Laramide, y son modificadas por fallas normales del *Rift* del Río Grande y de la provincia de Cuencas y Sierras en los EUA y México (Henry and Aranda-Gómez, 1992 y Stewart, 1998). Entre Las Vegas, Nevada, y El Paso, Texas, y más al sur, entre Parral, Chihuahua y Monterrey, Nuevo León, el cinturón de cabalgaduras es contemporáneo a la orogenia Laramide y se une nuevamente con lo que en México se ha considerado el frente oriental continental Laramide a la altura de Monterrey, Nuevo León (Humphrey, 1956; De Cserna, 1956, 1970 y Campa, 1985). En los lugares en donde la Cordillera se ramifica, los segmentos rodean a las plataformas de Coahuila y Colorado que son bloques continentales de gran extensión cuyas partes internas presentan deformación menos intensa (Figura 3-1).

La Sierra Madre Oriental es la cadena de montañas más representativa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano y tiene una orientación noroeste-sureste al oeste de Torreón y casi este-oeste entre Torreón y Monterrey. Desde esta última localidad continúa nuevamente en dirección noroeste-sureste hasta la localidad de Teziutlán, Puebla, donde las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Mexicano las cubren, para después continuar más al sur en la región de Zongolica y llega hasta Tuxtepec, Oaxaca (Padilla y Sánchez, 1982 y Eguiluz *et al.*, 2000).

Las razones fundamentales por las cuales la deformación Laramide es muy interesante tanto en México como en EUA son las siguientes: a) la deformación sucedió en la parte interna de una placa continental a una distancia considerable de la zona de subducción, lo cual resulta difícil de explicar en el marco de la tectónica de placas, b) el cinturón presenta estilos de deformación diferentes que implican la combinación de varios mecanismos de deformación, y c) en algunos sitios la edad de la deformación puede ser fechada con una precisión considerable aunque no así en el área de estudio por lo que este es uno de los problemas importantes a resolver durante esta investigación.

En general, se puede mencionar que las orogenias Sevier y Laramide reflejan el inicio de una evolución compleja de la tectónica de placas en la cuenca del Pacífico, especialmente frente a la costa suroeste de EUA y noroeste de México (Atwater, 1989). En su conjunto, las áreas ocupadas por los cinturones Sevier y Laramide experimentaron tectónica contraccional entre 119 y 35 Ma en el suroeste de EUA; mientras que para la parte de México, también se conocen eventos importantes en el borde continental como la acreción del terreno Guerrero-Alisitos en el Cretácico Tardío (Centeno-García and Silva-Romo, 1997), y sobre todo la existencia de un evento de deformación contractiva que afectó a Baja California entre 132 y 85 Ma (Schmidt and Paterson, 2002) que se sobrepone parcialmente a la edad aproximada de operación del evento Sevier en EUA (119-50 Ma). Adicionalmente, al igual que en EUA, en México está documentada la migración del arco magmático del borde continental hacia la parte interna del continente hasta 1,000 kms, entre 80 y ~35 Ma (Clark *et al.*, 1982). Lo anterior, ha sido considerado como el inicio de la deformación Laramide (Coney, 1977; Dickinson *et al.*, 1988; Bird, 1998 y 2002).

Antes de citar los mecanismos que han sido sugeridos como responsables de la deformación Laramide en el suroeste de EUA, y que parcial o totalmente pueden ser extendidos hacia México, es importante mencionar los estilos de deformación que caracterizan al cinturón.

3.2 Estilo de la deformación

Los estilos de deformación en la provincia Laramide del oeste de EUA, están controlados principalmente por la reactivación de fallas de basamento antiguas (Brown, 1988 y Dickinson *et al.*, 1988); es decir la deformación es estrictamente de basamento y que es su característica principal. Por otro lado, en México lo que en un sentido amplio ha sido considerado parte del cinturón Laramide, tiene un estilo de deformación más característico de deformación de cobertura, debido a la participación importante de horizontes de despegue compuestos por materiales evaporíticos (Formaciones Minas Viejas en la cuenca Mesozoica del Centro de México; Fm. Olvido y La Virgen en la Cuenca de Sabinas; Padilla y Sánchez, 1982; Meiburg, 1987 y Eguiluz *et al.*, 2000). Sin embargo, recientemente se ha hecho hincapié sobre la participación ocasional del basamento como en los sectores definidos como San Pedro Del Gallo y Huayacocotla por Eguiluz *et al.* (2000) en la Sierra Madre Oriental, así como sobre la traza de la Falla San Marcos (McKee *et al.*, 1990; Montemayor-Sánchez *et al.*, 2002; Montemayor-Sánchez, 2003 y Chávez-Cabello *et al.*, 2005), por efectos de reactivación de fallas antiguas en el límite entre el CPC y el Bloque de Coahuila.

Aquí se considera que el cambio en estilos de deformación (pliegues suaves por reactivación de fallas e incorporación del basamento, y pliegues apretados producto de despegues sedimentarios sin involucrar al basamento en la deformación), refiriéndonos específicamente entre el suroeste de EUA y México, no debe ser considerado suficiente para definir o nombrar de manera distinta a eventos tectónicos que fueron esencialmente contemporáneos (Cretácico Tardío-Terciario Temprano) y que se desarrollaron bajo las mismas condiciones geotectónicas. Esto hace alusión al nombre de orogenia Hidalguense que emplearon De Cserna (1960) y Guzmán y De Cserna (1963) para designar al evento responsable de las estructuras del Cretácico Tardío-Terciario Temprano en el norte y este de México. Se considera que esto solo genera confusión. Por lo anterior, en el presente trabajo

se mencionará como deformación Laramide al evento del Cretácico Tardío-Terciario Temprano que generó las estructuras plegadas del Cinturón Cordillerano Mexicano, que incluye a la Sierra Madre Oriental, al CPC, Cinturón Plegado de Chihuahua, Sierra de Chiapas, Zongolica y Sierra de Juárez.

Se considera que la reactivación ocasional de fallas de basamento en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano debió darse porque en algunos sitios las propiedades físicas de la corteza superior y la orientación de las fallas de basamento debieron ser más propicias para la reactivación durante el acortamiento. Cabe señalarse que la gran mayoría de los lineamientos de basamento en el noreste y norte de México son oeste-noroeste – este-sureste a noroeste-sureste, que son orientaciones favorables a reactivación durante el acortamiento continental en dirección este-noreste (Padilla y Sánchez, 1982).

Una observación importante sobre la deformación Laramide en EUA, es que existe una variación importante en el rumbo y orientación de las estructuras principales como fallas y pliegues dentro de la provincia (Brown, 1988 y Kulik and Schmidt, 1988). Estas mismas características se presentan en el noreste de México, donde la trama estructural principal de la Sierra Madre Oriental cambia de noroeste-sureste en Chihuahua, a ~este-oeste en Coahuila, para finalmente continuar en dirección noroeste-sureste desde Nuevo León hasta Oaxaca. Particularmente en la porción meridional del CPC existen también direcciones locales de ejes de pliegues altamente contrastantes, lo que consideramos como un elemento importante que apoya al modelo de reactivación de fallas antiguas que propician la inversión de bloques de basamento. A continuación, se señalan los diferentes mecanismos que han sido señalados como responsables de la deformación Laramide.

3.3 Mecanismos de la deformación

Las causas por las cuales ocurre una deformación son inferidas o interpretadas a partir de las estructuras geológicas que generaron y de otras fuentes de información como el registro de la interacción entre placas tectónicas contemporáneas a la orogenia. Para el caso particular de la deformación Laramide se debe emplear: a) la geometría y distribución de las estructuras, b) la edad y distribución de la deformación, c) el análisis del registro

estratigráfico en las cuencas, d) el intervalo temporal y distribución espacial del magmatismo asociado a la subducción de la placa Farallón, y e) el análisis e interpretación de las anomalías magnéticas en el piso oceánico de la placa Pacífico.

Por principio se sabe que la mayoría de la deformación, metamorfismo, actividad sísmica y crecimiento de la corteza continental (magmatismo y acreciones), ocurre principalmente en los límites de placas. La magnitud de cada uno de estos procesos depende en gran medida de factores inherentes a las placas que interactúan, entre los más importantes: su composición, temperatura, vector y velocidad de desplazamiento, entre otros (Atwater, 1970; Coney, 1976; Dickinson and Snyder, 1978 y Atwater, 1989). Se ha propuesto que la orogenia Laramide es la respuesta a: 1) la interacción de una litósfera oceánica joven, altamente boyante, que fue consumida con un ángulo muy somero bajo el borde oeste de América del Norte durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano (Coney, 1976; Coney and Reynolds, 1977; Dickinson and Snyder, 1978 y Atwater, 1989); 2) producto de un cambio importante entre los vectores de desplazamiento entre las placas Farallón y de América del Norte (*i.e.* cambio a una colisión más franca); y, 3) de un incremento en la velocidad de dispersión entre las placas Pacífico y Farallón, lo cual trajo como consecuencia una disminución en el ángulo de subducción y un incremento en el empuje horizontal sobre la corteza en el lapso entre 75 y 35 Ma (Dickinson *et al.*, 1988) en dirección noreste a este-noreste (Bird, 1998 y 2002).

Sales (1968) fue uno de los primeros que propuso, aunque su interpretación no es del todo correcta, que el empuje que generó las estructuras Laramide fue transmitido tangencialmente a través de rocas del basamento continental, desde la frontera de placa activa en el borde continental al oeste de EUA. Posteriormente, se propuso que los esfuerzos compresivos provenían de la cizalla entre la parte baja de la litósfera continental y una placa oceánica subhorizontal subducida bajo la provincia Laramide (Coney, 1976 y Dickinson and Snyder, 1978). Este modelo se apoya en relaciones análogas con el orógeno andino actual (Pilger, 1981 y Jordan *et al.*, 1983).

La subducción casi horizontal de una placa durante la formación del orogeno Laramide ha sido atribuida a varias causas, actuando solas o en combinación (Coney, 1976; Kelleher and McCann, 1976 y 1977; Cross and Pilger, 1978; Livaccari *et al.*, 1981; Cross and Pilger, 1982; Molnar and Atwater, 1978; Clark *et al.*, 1982; Engebretson *et al.*, 1984; Jurdy, 1984; Engebretson *et al.*, 1985 y Atwater, 1989), entre las cuales se encuentran:

a) Aceleración del movimiento hacia el oeste de la placa de América del Norte con respecto a un marco de referencia del manto inferior:

Con respecto a esto, el análisis de Engebretson *et al.* (1985) sobre el movimiento de América del Norte con referencia a los puntos calientes (*hot spots*), muestra un incremento muy moderado en la velocidad. Este puede ser un factor relevante ya que se sumó a un aumento en la tasa de esparcimiento entre las placas Farallón y Pacífico. Es importante destacar que ésta es sólo una alternativa y que conforme al análisis de ambientes modernos de subducción, con velocidades altas de desplazamiento de placas, no es común que entre éstas se presente subducción horizontal como predijo Atwater (1989) para el cinturón Cordillerano durante la deformación Laramide.

b) Flotabilidad (Buoyancy) alta de la placa oceánica:

1er. Causa probable: **Subducción de litósfera oceánica joven** (Molnar and Atwater, 1978). Se sabe que las placas oceánicas más jóvenes que 50 Ma pueden ser boyantes en toda la zona de subducción o trinchera. Sin embargo, un problema con esta hipótesis es que la litósfera joven además de ser boyante es relativamente delgada y caliente, de tal forma que es poco probable que permanezca como una placa coherente sobre las distancias tan grandes requeridas en el modelo de subducción plana (Severinghaus and Atwater, 1990).

2da. Causa y más probable: **Subducción de montes oceánicos y/o plataformas oceánicas.** Kellener y McCann (1976 y 1977) mencionan que si la placa Farallón fue como su contraparte Pacífica, actualmente localizada en el Pacífico norte, entonces debió incluir una gran cantidad de montes y plataformas marinas oceánicas. Estos autores sugieren que sobre la placa Farallón debieron existir las contrapartes de las plataformas de Hess y Shatsky. Estas contribuirían en gran medida a la flotabilidad de la placa y causarían subducción casi

horizontal bajo el oeste de América del Norte durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano, debido a que son cortezas oceánicas diferenciadas de menor densidad que fueron adicionalmente subducidas a mayor velocidad. Otros de los autores que comparten en un sentido general esta idea son Livaccari *et al.* (1981), Henderson *et al.* (1984) y Atwater (1989).

Un ejemplo moderno de subducción de montes oceánicos y/o dorsales asísmicas asociado a una zona de *Benioff* casi horizontal es el cinturón Andino, en regiones de Chile y Perú. En la trinchera de Perú hay subducción de una cadena de montes oceánicos formada en el punto caliente de Galápagos. En Chile, por la subducción de la dorsal asísmica de la placa Juan Fernández (Pilger, 1981). También se ha comprobado que en ocasiones la subducción casi horizontal puede ocasionar un *hiatus* magmático en el continente (Coney and Reynolds, 1977; Pilger, 1981 y Atwater, 1989) como ocurre en algunas áreas de Chile y Perú. Sin embargo, esto no ocurrió durante el evento Laramide. Es decir, en América del Norte hubo magmatismo, aunque éste fue disperso (Coney, 1976 y Coney and Reynolds, 1977). Se cree que las placas compuestas por montes oceánicos tienden a fragmentarse; cada uno de los fragmentos es consumido con distinta inclinación, lo que probablemente causa líneas de debilidad en la corteza, así como bloques con flotabilidad variable; con base en esta observación, Atwater (1989) propuso que bajo el oeste de América del Norte debió subducirse una placa con montes oceánicos dispersos similar a la placa del Caribe actual.

De acuerdo con Dickinson *et al.* (1988), la terminación diacrónica de norte a sur de la deformación Laramide (Figura 3-2) en los EUA, soporta al argumento geométrico de que la subducción de una dorsal asísmica lineal controló al evento Laramide (Henderson *et al.*, 1984 y Dickinson *et al.*, 1988). Este diacronismo al parecer también está presente en el norte de México, teniendo una polaridad diferente debido a que la deformación es más antigua en el occidente (Cretácico Tardío; De Cserna, 1989) que en la región oriental (De Cserna, 1989 y Ye, 1997).

Otro mecanismo que pudo controlar parte de la deformación en el cinturón Laramide en EUA, especialmente el fallamiento inverso este-oeste, es la rotación en sentido horario de

la plataforma de Colorado (Chapin and Cather, 1981; Chapin, 1983 y Gries, 1983). De acuerdo a Cross (1986) y Hamilton (1988), la rotación pudo haber estado asociada al acoplamiento de una dorsal asísmica en la placa subducida (Dickinson *et al.*, 1988) con bloques del basamento continental. La rotación de la plataforma, con polo euleriano al este de la provincia Laramide, implicaría traslación hacia el norte de este bloque respecto a las Montañas Rocallosas. Esto es compatible con la tectónica transpresiva que controló la generación de cuencas y fallas de rumbo en la Provincia Laramide (Chapin and Cather, 1981; Chapin, 1983; Gries, 1983 y Karlstrom and Daniel, 1993); aunque esto ha sido fuertemente criticado por Woodward *et al.* (1997). Además, para la generación del fallamiento este-oeste, también se ha propuesto la inversión de fallas extensionales del Proterozoico (Marshak *et al.*, 2000).

Chapin y Cather (1981), Chapin (1983) y Gries (1983) sugirieron que las estructuras este-oeste, que bordean la plataforma de Colorado, son más jóvenes que las estructuras Laramide *sensu stricto*, de orientación noroeste-sureste, documentadas también por Brown (1988) en las Montañas Rocallosas. De acuerdo a estos mismos autores, las estructuras norte-sur se relacionan a contracción este-oeste que sucedió entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno, mientras que las estructuras ramificadas alrededor de las cuencas axiales laramídicas de Dickinson *et al.* (1988) y las estructuras este-oeste, están relacionadas a contracción norte-sur y son rasgos del Eoceno, causados por la rotación de la plataforma de Colorado. Sin embargo, Dickinson *et al.* (1988) y Bird (1988) no comparten esta idea.

De acuerdo al análisis de Cross (1986) y Dickinson *et al.* (1988), acerca de las secuencias sedimentarias en las cuencas y las estructuras circundantes, las relaciones intrincadas entre los levantamientos y cuencas laramídicas, con rumbos estructurales variables, probablemente se desarrollaron en conjunto dentro de un campo de esfuerzos complejo, pero generalmente sincrónico, en una región con arquitectura cortical variada dentro de la que ocurrieron principalmente inversiones de bloques de basamento.

Al comparar, en sentido general, la deformación Laramide de EUA con la de México, podemos destacar que la deformación Laramide en el oeste de EUA es de tipo basamento y

fue causada a una distancia considerable de la trinchera, principalmente por la subducción casi horizontal de una litósfera oceánica altamente boyante, durante una etapa en la cual la tasa de convergencia fue significativamente mayor (Coney, 1976; Coney and Reynolds, 1977 y Atwater, 1989; entre otros); y que en el suroeste de EUA el fin de la deformación Laramide fue diacrónico, disminuyendo la edad de norte a sur (Dickinson *et al.*, 1988). En México, los estilos y la posible causa de la deformación cambian. En la región de Zacatecas, Chihuahua, Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí, se ha propuesto recientemente un modelo que implica que la deformación en el norte y noreste de México estuvo asociada a la acreción del terreno Guerrero-Alisitos (Ye, 1997). Una objeción importante a este modelo es que la acreción del terreno Guerrero-Alisitos fue en la parte más tardía del Cretácico Temprano (Campa, 1985; Ortiz *et al.*, 1991; Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1996; Centeno-García and Silva-Romo, 1997; Elías-Herrera and Ortega-Gutiérrez, 1998 y Elías-Herrera *et al.*, 2000), mientras que la edad de las estructuras atribuidas al evento Laramide es Cretácico Tardío-Terciario Temprano.

Es importante mencionar que el patrón sedimentario en Durango, Zacatecas y Nuevo León, cambió de carbonatos de plataforma a terrígenos a partir del Cenomaniano Tardío (Goldhammer, 1999), tiempo de la acreción del terreno Guerrero-Alisitos, pero esto antecedió al levantamiento y cabalgamiento de la Sierra Madre Oriental. Por otro lado, para México se argumenta como causa principal de la orogenia, un incremento en la actividad magmática y levantamiento en el oeste de México, producto de adición de magmas en la base de la corteza (*underplating*) en la Sierra Madre Occidental durante el Cretácico Tardío y a la propia migración del arco magmático hacia la parte interna del continente, similar a lo ocurrido en el oeste de EUA (Coney, 1977 y Coney and Reynolds, 1977) y documentado por Clark *et al.* (1982) y Urrutia-Fucugauchi (1986). Lo anterior, sería controlado por la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón durante el Cretácico Tardío. Este fenómeno causó contracción en la corteza continental, *décollement* y transporte tectónico al norte, noreste y este de la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico Medio-Tardío sobre las plataformas de Coahuila, Tamaulipas y Valles-San Luis Potosí (Tardy, 1975, 1980; Suter, 1984; Campa, 1985; Suter, 1987; Meiburg, 1987; Johnson *et al.*, 1991 y Eguiluz *et al.*, 2000). Esta deformación fue casi puramente de cobertura, ya que existen pocas áreas donde se ha

documentado que el basamento estuvo involucrado en la deformación como en el Sector San Pedro Del Gallo y Huayacocotla (Eguiluz *et al.*, 2000), y sobre la traza de la Falla San Marcos (McKee *et al.*, 1990; Montemayor-Sánchez *et al.*, 2002; Montemayor-Sánchez, 2003 y este trabajo).

Por otro lado, en México también se interpreta que la deformación fue diacrónica, pero no hay consenso respecto a la dirección de la migración de la deformación. En general, se observa que en el oeste y noroeste es más antigua que en el este y sureste (De Cserna, 1989 y Sedlock *et al.*, 1993). Se cree que en el noreste de México, durante el Eoceno Tardío, algunas fallas antiguas de basamento pudieron haber experimentado reactivación menor por influencia de la disminución en el ángulo del plano de subducción de la placa Farallón (*i.e.* Padilla y Sánchez, 1982; Ye, 1997; Montemayor-Sánchez *et al.* 2002 y Montemayor-Sánchez 2003). Posiblemente esto sucedió como consecuencia de un incremento en el esfuerzo desviatorio que contribuiría al incremento del esfuerzo horizontal máximo en dirección este-noreste (Bird, 1998 y 2002). Esto a su vez sería producto del incremento en la velocidad de convergencia y la subducción de una corteza boyante (Clark, *et al.*, 1982 y Atwater, 1989). Obviamente la reactivación de las fallas de basamento dependió en gran medida de su orientación con respecto a la dirección este-noreste del esfuerzo principal compresivo máximo en el noreste de México para este tiempo (Bird, 1998 y 2002). Un ejemplo de este fenómeno es la Falla San Marcos con orientación oeste-noroeste – este-sureste, la cual se transformó de una falla con componente normal a una falla inversa, generando estructuras por inversión de fallas (*drape folds*) sobre su traza como los anticlinales de la Sierra de San Marcos y Pinos y La Fragua (McKee *et al.*, 1990; Montemayor-Sánchez *et al.*, 2002 y Montemayor-Sánchez 2003).

Existen diferentes evidencias estratigráficas importantes sobre el levantamiento en el noroeste de México. El tiempo en el que está mejor documentado un cambio en las facies sedimentarias de carbonatos a terrígenos es en el Cenomaniano Medio (Eguiluz y Campa, 1982; Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000 y Haenggi, 2002). En Chihuahua se depositó la Formación Ojinaga (Cenomaniano-Santoniano?; Haenggi, 2002) que presenta poco más de 600 metros de sedimentos clásticos marinos sobre

carbonatos de agua somera de la Formación Buda. Encima de la Formación Ojinaga se observa a las formaciones San Carlos y El Picacho, formadas por arenisca marina y no marina, y arenisca arcillosa no marina con capas ricas en carbón, respectivamente. La Formación Picacho es la unidad de ambiente continental más joven del Mesozoico preservada en Chihuahua. Este aporte clástico también está presente en el oeste de EUA y es reconocido como producto del crecimiento de la Cordillera durante las últimas etapas de la deformación Sevier en el oeste de EUA (Haenggi, 2002).

Más hacia el sureste, es decir en la parte noreste de México, también se depositaron facies clásticas después del Cenomaniano. En la Sierra de Parras está presente la Formación Indidura, de naturaleza clástica, sobreyaciendo a la Formación Cuesta del Cura. Lo mismo ocurre en la Curvatura de Monterrey, donde las formaciones correlacionables en edad como Agua Nueva y San Felipe fueron depositadas de forma concordante sobre la ampliamente distribuida Formación Cuesta del Cura. Los materiales clásticos son mucho más finos en el área de la Curvatura de Monterrey que en la Sierra de Parras, en Coahuila y en partes de Chihuahua (Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999 y Eguiluz *et al.*, 2000).

Por lo anterior, se cree que ocurrió una migración de la deformación Laramide del noroeste hacia el sureste acompañado de levantamiento en el oeste. Eguiluz y Campa (1982) destacaron lo anterior por la ausencia de rocas del Cretácico Tardío en el noroeste. Este fenómeno fue nombrado por ellos como “surco turbidítico occidental”. De este *hiatus* infirieron que en el noroeste de México debió ocurrir un levantamiento temprano pre-Campaniano (¿Cenomaniano?). De acuerdo con Tardy *et al.* (1974), los sedimentos detríticos se hacen más jóvenes hacia el oriente en la Sierra de Parras. Por otro lado, McBride *et al.* (1975) interpretaron que existen direcciones de paleocorrientes claras y aporte de materiales clásticos del suroeste hacia el noreste, producto de un levantamiento en el poniente que afectó a la cuña sedimentaria depositada en el Cretácico Tardío y propició una regresión marina progresiva hacia el noreste de México. De acuerdo a Eguiluz *et al.* (2000), los efectos de la deformación en el occidente provocaron en el oriente fallas de crecimiento durante el depósito de la Formación Méndez (Mastrichtiano). Esto mismo sucedió en rocas

tan jóvenes como Paleoceno y Eoceno de acuerdo a lo descrito por Echánove (1988) en los Grupos Wilcox y Claiborne de la Planicie Costera del Golfo de México.

Al parecer, las evidencias estratigráficas descritas definen de forma contundente una alteración topográfica importante en el occidente de México. Las causas que en el presente trabajo considero como disparadoras de dicho levantamiento son: emplazamiento de volúmenes importantes de cuerpos intrusivos en la parte media y alta de la corteza (*underplating*) en la parte oeste de México, es decir en la Sierra Madre Occidental y más hacia el oriente de su posición (McDowell and Clabaugh, 1981 y McDowell *et al.*, 2001). Este es un efecto esperado de la migración del arco magmático en el Cretácico Tardío-Eoceno Tardío del incremento en el acortamiento de la corteza en dirección este-noreste durante la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón bajo la de América del Norte. A continuación, se describe en detalle las evidencias geocronológicas y geoquímicas que fundamentan el *underplating* y migración del arco magmático.

3.4 Actividad magmática

La subducción de la placa Farallón bajo América del Norte es evidenciada en el registro geológico por la presencia de magmas de arco a lo largo del margen y el interior del continente (Coney, 1978; Dickinson and Snyder 1978; Clark *et al.*, 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986 y Valencia *et al.*, 2001). La distribución y edad de rocas ígneas muestra que el sistema de subducción/arco magmático continental experimentó una modificación mayor durante la deformación Laramide. En el suroeste de EUA y norte de México sucedió un desplazamiento del frente volcánico hacia el interior del continente (Clark *et al.*, 1982 y Silver and Chappell, 1988). Se cree que esto fue asociado a una disminución del ángulo en la zona de Benioff a causa del incremento en la tasa de convergencia, a la subducción de una corteza oceánica boyante y a una modificación en la trayectoria hacia el oeste suroeste de América del Norte (Coney and Reynolds, 1977; Dickinson and Snyder, 1978; Clark *et al.*, 1979, 1982; Keith, 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986; Atwater, 1989 y Atwater and Severinghaus, 1989). Posteriormente, en el Cenozoico Medio y Tardío (Oligoceno-Plioceno), el ángulo de la zona de Benioff aumentó debido a rotación regresiva (*roll-back*) de la placa consumida y/o delaminación de la corteza oceánica (Bird, 2002), por lo cual el arco

magmático migró rápidamente hacia la costa, para después extinguirse gradualmente cerca de lo que fue su posición original en el Cretácico.

La migración del arco en México sucedió entre 140 y 16 Ma (Anderson and Silver, 1974; Henry, 1975; Clark *et al.*, 1979 y 1982; Figura 3-2) y es similar al fenómeno estudiado por Coney y Reynolds (1977) y Dickinson y Snyder (1978) en el suroeste de EUA. Conforme el frente magmático migró, la composición de los magmas cambió de cálcico y calci-alcálico cerca de la trinchera a alcali-cálcico con contenido alto de potasio y facies alcalinas tan lejos como 1,000 km de la trinchera hacia el continente (Clark *et al.*, 1982). De acuerdo a la figura 3-2, el arco magmático permaneció estacionario aproximadamente entre 40 y 30 Ma. El regreso hacia el oeste del frente volcánico debió empezar ~30 Ma y terminó cerca de la costa alrededor de los 20 Ma (Lipman, 1980; Clark *et al.*, 1982 y Severinghaus and Atwater, 1990).

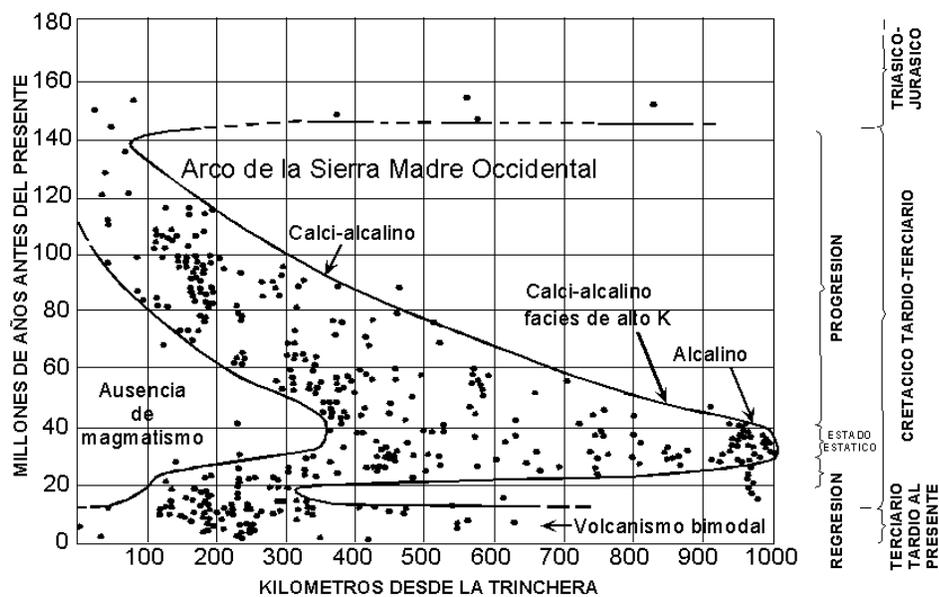


Figura 3-2 Distribución de los magmas en espacio y tiempo para la parte norte de México (Clark *et al.*, 1982).

Los ángulos de inclinación de la placa consumida, inferidos por Clark *et al.* (1982) empleando el modelo K-h (contenido de potasio – profundidad de generación del magma) de

Dickinson (1975), y las tasas de convergencia estimadas con los modelos de Luyendyk (1970) y Coney (1978), sugieren varios cambios importantes en estos parámetros durante la migración del arco. En el lapso entre 80 y 42 Ma debió suceder un aumento en la tasa de convergencia y una disminución en el ángulo de subducción. Entre 42 y 16 Ma es necesaria una reducción en la tasa de convergencia y por consecuencia un ángulo de subducción más vertical. La etapa de inicio de migración al este y la dispersión del cinturón magmático, en tiempo y espacio, corresponden al inicio de la deformación Laramide (Lipman *et al.*, 1971; Coney, 1976; Coney and Reynolds, 1977; Cross and Pilger, 1978; Dickinson and Snyder, 1978 y Dickinson *et al.*, 1988). El fin de la orogenia Laramide coincide aproximadamente con el comienzo de la fase estacionaria del arco. Este modelo difiere de aquel propuesto por Atwater (1989), en el que propone la subducción de una litósfera oceánica boyante para obtener la dispersión y migración del magmatismo, al igual que el modelo de una placa subducida con una dorsal asísmica propuesto por Dickinson *et al.* (1988) para explicar la deformación Laramide en el suroeste de América del Norte.

Las evidencias más claras de la migración del magmatismo de arco en la parte norte de México fueron presentadas por Clark *et al.* (1982) y Urrutia-Fucugauchi (1986) en sus trabajos de compilación. Además de estos trabajos, existen otros reportes de rocas intrusivas de arco emplazadas antes, durante y después del evento Laramide en el noroeste y noreste de México (Staude and Barton, 2001; Valencia *et al.*, 2001 y McDowell *et al.*, 2001).

En la Sierra Madre Occidental está bien documentada una primera fase de magmatismo plutónico de composición intermedia. Estas rocas subyacen a la pila volcánica de la Sierra Madre Occidental y tienen edades entre 90 y 60 Ma e inclusive más antiguas (Damon *et al.*, 1981; McDowell y Clabaugh, 1981; Clark *et al.*, 1982; Valencia *et al.*, 2001; Staude and Barton, 2001 y McDowell *et al.*, 2001). Otras localidades han sido reportadas en Chihuahua en la sierra de Samalayuca, donde Denison *et al.* (1969) reportaron nueve edades metamórficas en micas (K-Ar de 92.5 a 77 Ma) de muestras recolectadas en afloramientos y pozos. Edades de U-Pb en circones de 68 a 55 Ma también fueron reportadas de localidades ubicadas a 45 km al norte de la ciudad de Chihuahua (Haenggi, 2002). Por otro lado, en la región de Trans Pecos Texas Henry *et al.* (1986 y 1989) y Henry y McDowell (1986)

reportan edades de magmatismo de arco entre 48 y 32 Ma utilizando el método K-Ar en minerales como feldespatos alcalinos, plagioclasa biotita y hornblenda; mientras que Gilmer (2001) reportó edades cretácicas de U-Pb en circones de 64.2 ± 0.2 Ma y Re-Os de 60.2 ± 0.3 Ma del pórfido cuprífero de molibdeno de *Red Hills* en la misma área.

En el cinturón de intrusivos Candela-Monclova, localizado en la parte centro-norte de Coahuila y centro del CPC, Sewell (1968) reportó edades de entre 43 y 35 Ma (K-Ar en roca total); mientras que Chávez-Cabello *et al.* (2003a) obtuvieron edades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) promedio en hornblenda entre 45 y 39 Ma. Estos intrusivos han sido definidos como de afinidad de arco magmático en diferentes trabajos (Morton-Bermea, 1995; Tovar-Cortés, 2002; Terrazas-Calderón, 2002; Valdés-Reyes, 2002 y Cano-González, 2002). El emplazamiento de los intrusivos Candela-Monclova representa la manifestación más interna del magmatismo de arco, en conjunto con algunas localidades reportadas en la Sierra de San Carlos (Nick, 1988) y Sierra de Tamaulipas, Tamps. (Viera-Décida, 1998) asociado a la subducción de la placa Farallón bajo América del Norte (Chávez-Cabello *et al.*, 2003a).

Existen muchas otras regiones en Zacatecas, Durango, Chihuahua con afloramientos de rocas ígneas, volcánicas e intrusivas, de las que se ignora su edad y origen, por lo que sería aventurado especular sobre esto. Sin duda, son necesarios más trabajos que caractericen geoquímica y cronológicamente estos vestigios de actividad ígnea con el fin de complementar lo anteriormente expuesto. Sin embargo, lo descrito parece ser una buena base para argumentar la migración del arco magmático del Cretácico Tardío-Terciario Medio propuesto en los años 80 del siglo pasado (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982 y Urrutia-Fucugauchi, 1986), y la propia subducción de ángulo bajo que dispararía la reactivación e inversión de ciertas fallas de basamento (producto de acortamiento regional horizontal en dirección este-noreste). Dichas estructuras de basamento fueron inicialmente normales y delimitaron cuencas o canales importantes durante la deposición de la secuencia marina del Mesozoico Medio a Tardío. Ejemplo de estos son la Cuenca de Sabinas (McKee *et al.*, 1990; Montemayor-Sánchez *et al.*, 2002 y Montemayor-Sánchez, 2003) y el Canal de Chihuahua (Haenggi, 2002).

3.5 Edad de la deformación

La edad de la deformación puede obtenerse mediante métodos isotópicos y paleontológicos. Sabemos que las rocas ígneas asociadas a una orogenia pueden emplearse para obtener edades isotópicas puntuales para establecer límites temporales de inicio y culminación del evento. Otras fuentes de información son los sedimentos sin-orogénicos y post-orogénicos con presencia de fósiles diagnósticos en las cuencas de antepaís. Aunque el evento Laramide no fue un fenómeno aislado, por su sobreposición parcial con el orógeno Sevier (Kulik and Schmidt, 1988), su edad en EUA se ha determinado con bastante certidumbre por métodos paleontológicos e isotópicos (Dickinson *et al.*, 1988).

Basándose en el análisis de las cuencas de antepaís de las Montañas Rocallosas, Dickinson *et al.* (1988) concluyen que el inicio de la deformación Laramide fue aproximadamente sincrónico en toda la provincia y sucedió en el Maastrichtiano (~75 Ma). Su terminación en los EUA fue sistemáticamente diacrónica de norte a sur (Figura 3-3) desde poco antes del Eoceno (55 Ma), hasta el Eoceno Tardío (36 Ma).

En la Figura 3-3 es importante destacar que la línea discontinua indica la edad de las facies marinas que se depositaron en la cuenca tras-arco y que fechan la edad máxima del evento Laramide (Dickinson *et al.*, 1988). Lo anterior, permite tener un buen control en la edad del inicio del evento Laramide en el oeste de EUA (Dickinson *et al.*, 1988). Finalmente, las barras verticales definen el intervalo de tiempo en que localmente no se acumularon sedimentos en las cuencas. Además, se estableció que las rocas volcánicas dentro de la provincia corresponden a las unidades post-Laramide más características. Por otro lado, Coney (1976) estableció con base en la edad de migración y retroceso del magmatismo en el oeste de EUA, que el evento Laramide comprende el período de 80 a 40 Ma.

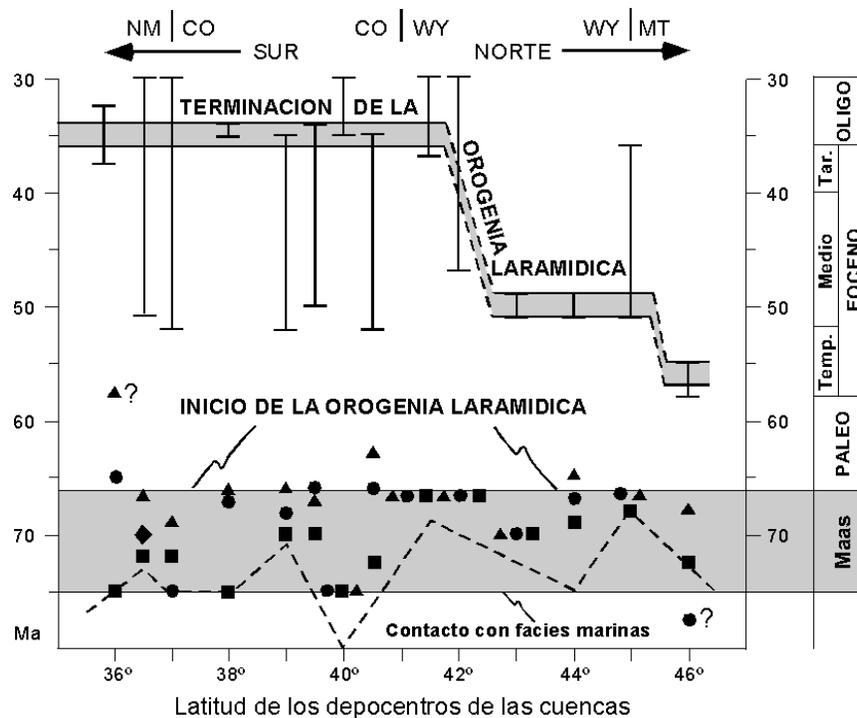


Figura 3-3 Diagrama que muestra el inicio sincrónico de la orogenia Laramide durante el Maastrichtiano, mostrado por la banda gris inferior, y la terminación diacrónica del evento durante el Eoceno, indicado por la banda escalonada gris superior. Los cuadros negros indican la edad de sedimentos no marinos correlacionables con cuencas cercanas, los cuales marcan el inicio del levantamiento Laramide. Los círculos negros corresponden al desarrollo inicial de un depocentro local asociado al evento Laramide. Los triángulos negros indican la edad de sedimentos detríticos, los cuales fueron erosionados en las zonas de levantamiento cercanas, transportados y depositados dentro de las cuencas (Tomado de Dickinson *et al.*, 1988). NM: Nuevo México, CO: Colorado, WY: Wyoming, y MT: Montana.

Es importante mencionar el intervalo de tiempo que duró el evento orogénico Sevier, el cual coincidió parcialmente en tiempo, espacio y estilo de deformación con el evento Laramide. De acuerdo a Heller y Paola (1989) el orogeno Sevier inició a los 119 Ma y culminó, según De Celles y Mitra (1995), a los 50 Ma. Por lo tanto, el tiempo de sobreposición de ambas orogenias fue de ~30 Ma, entre 80 y 50 Ma.

En México, Iriondo (2001) fechó la edad de la deformación Laramide en el norte de Sonora utilizando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y obtuvo una edad máxima de ~75 Ma y mínima de 39 Ma en muscovitas, bastante semejante a la obtenida por Dickinson *et al.* (1988) de 75 a

35 Ma en el suroeste de EUA. La edad de la deformación en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental es Cretácico Tardío - Eoceno Temprano (De Cserna, 1956, 1970; Humphrey, 1956; Tardy, 1980 y Campa, 1985), basándose en la edad de sedimentos sin-orogénicos del Grupo Difunta depositados en las cuencas de Parras y La Popa (Vega-Vera y Perilliat, 1989b). Aunque algunos autores sugieren que pudiera alcanzar edades tan jóvenes como el Oligoceno Temprano (Eguiluz *et al.*, 2000) o hasta Mioceno en el sureste de México (Longoria, 1984).

3.6 La deformación Laramide en el noroeste de México

Una de las características en el desarrollo del evento Laramide en EUA y México, es que en ambas localidades los eventos terminaron diacrónicamente. La diferencia es que en EUA el dicronismo fue de norte a sur entre 55 y 35 Ma (Dickinson *et al.*, 1988; Figura 3-3), mientras que en México algunos piensan que fue de noroeste a sureste, ocurriendo en el Cretácico Tardío en el norte (Sonora y Chihuahua; Hennings, 1994), Cretácico Tardío-Terciario Temprano en el noreste (cuencas de Parras y La Popa; Ye, 1997) y terminando quizá hasta en el Mioceno Medio en el este (cuencas de Tampico-Mizantla y Veracruz; Longoria, 1984 y Salvador, 1991c; Figura 3-4). Mientras que otros creen que fue de oeste a este (De Cserna, 1989 y Sedlock *et al.*, 1993) y que no alcanzó edades más jóvenes que el Eoceno Tardío.

En México no se conoce con certidumbre el inicio de la deformación Laramide. Se ha determinado que en el Cenomaniano Medio a Tardío ocurrió un cambio de facies importante en todo el norte de México desde los límites de Chihuahua con Sonora (Haenggi, 2002) hasta Monterrey y Ciudad Victoria (Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999 y Eguiluz *et al.*, 2000). Edades entre 84 y 78 Ma de metamorfismo registrado en micas (Denison *et al.*, 1970), dentro del Cinturón Plegado de Chihuahua, producto de carga litostática y temperaturas anormales podría ser considerado como el inicio del evento Laramide en esta región (Haenggi, 2002).

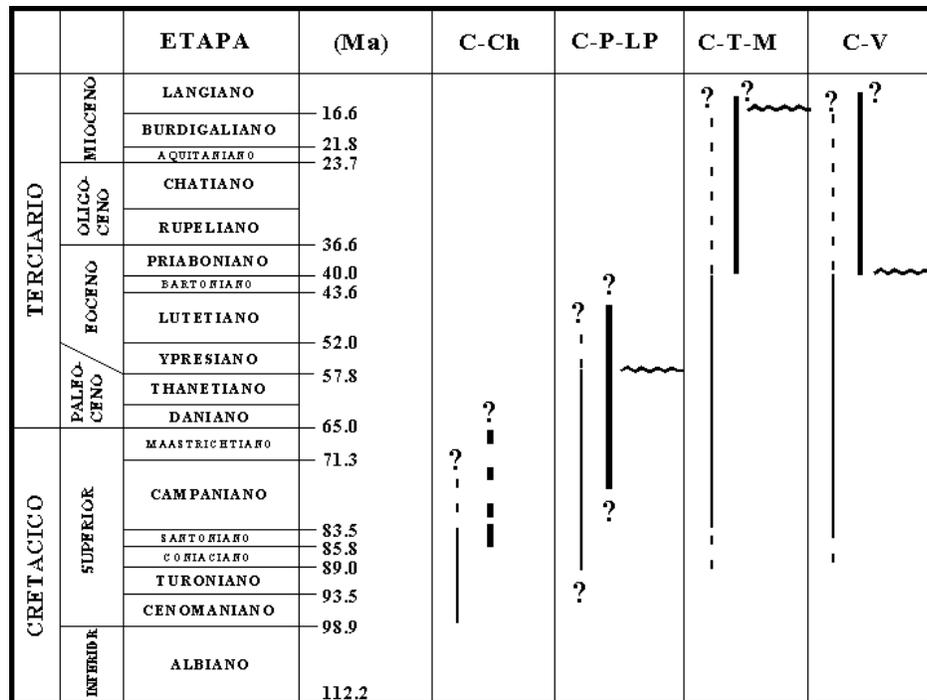


Figura 3-4 Cronología de eventos sedimentarios significativos en las cuencas de antepaís del cinturón de la Sierra Madre Oriental durante la orogenia Laramide en México. La línea delgada indica el tiempo de aceleración de la subsidencia; la línea gruesa indica el tiempo de deposición fluvio-deltaica, implicando levantamiento por plegamiento y cabalgadura; la línea discontinua indica el tiempo de los eventos con cierta incertidumbre; la línea en zig-zag horizontal indica el tiempo de discordancia angular regional. Ma: Millones de años; C-Ch: Cuenca de Chihuahua; C-P-LP: cuencas de Parras y La Popa; C-T-M: Cuenca Tampico-Mizantla y C-V: Cuenca de Veracruz (Adaptada de Ye, 1997).

En cuanto a edades de culminación del evento Laramide, las edades que han sido reportadas en el Cinturón Plegado de Chihuahua son del Eoceno. En la parte sureste del Cinturón Plegado de Chihuahua, en la localidad de Sierra Peñas Blancas, 69 km al norte de la ciudad de Chihuahua, se reportan edades de 54 a 44 Ma (K/Ar) de rocas volcánicas deformadas (Formación Cuervo) y no deformadas (Formación Nopal < 44 Ma). Por otro lado, McDowell y Mauger (1994), entre las latitudes 28°-30°, y a lo largo de la longitud 106° 30', reportaron edades de rocas volcánicas basculadas tan antiguas como 68 Ma, y de entre 62 y 52 Ma para pequeñas intrusiones y tobas félsicas afectadas por el basculamiento, además de edades de 46 Ma para rocas igualmente volcánicas no afectadas por el basculamiento. Con base en lo anterior, Haenggi (2002) menciona que la deformación Laramide debió haber terminado entre 52 y 46 Ma para esta región de Chihuahua.

3.7 La deformación Laramide en el noreste de México

Hacia la parte noreste de México (Sierra de Parras, Saliente de Monterrey y Cuenca de Sabinas), se desconoce si existen reportes formales de edades de magmatismo que soporten el inicio de la deformación Laramide en esta región. Sin embargo, se tiene bien registrado el cambio abrupto de facies de carbonatos de agua profunda (Formación Cuesta del Cura), a terrígenos (Formaciones Indidura-Agua Nueva-San Felipe), que se cree marcan una alteración sedimentaria importante, contemporánea con las primeras manifestaciones de la deformación Laramide en el oeste de México.

Por otro lado, lo que al parecer está mejor documentado es la edad de las últimas manifestaciones del evento Laramide. Los trabajos de McBride *et al.* (1974) en la Cuenca de Parras, y de Vega-Vera y Perrilliat (1989b) en la Cuenca de La Popa, sugieren que el evento debió haber terminado en el Eoceno Tardío. Aunque no se puede definir con precisión la edad de culminación debido a la erosión de los sedimentos post-orogénicos y la parte superior de los sin-orogénicos del Grupo Difunta. Otro problema importante para conocer la edad más joven de los sedimentos sin-orogénicos del Grupo Difunta en la Cuenca de La Popa, es la ausencia de fósiles diagnóstico en la Formación Carroza (Vega-Vera, 2002, *com. pers.*), que es la más joven del Grupo Difunta.

En la Cuenca de Burgos existe una discordancia que corresponde a un límite de secuencia en la cima de las formaciones Crockett-Cook Mountain con erosión profunda de las unidades estratigráficas. Sobre estas unidades se depositaron las formaciones Yegua y Jackson componiendo una cuña de facies transgresivas-regresivas, que definen una edad de 39.5 Ma (Eoceno Tardío), y que es considerada como la edad de culminación del evento Laramide en el área de la Cuenca de Burgos (Eguiluz, 2001). Respecto al diacronismo de la deformación, en la zona de la Sierra de Parras y en la Curvatura de Monterrey, está documentado que la cuenca de antepaís de Parras se desarrolló antes que la de La Popa, e inclusive los sedimentos clásticos más jóvenes de la Cuenca de La Popa provienen de la Cuenca de Parras (McBride *et al.*, 1974; Vega-Vera *et al.*, 1989; Vega-Vera y Perrilliat, 1989b y Soegaard *et al.*, 1997). Esta variación local en la edad de la deformación implica que las evidencias que soportarían la edad más joven de la deformación contractiva en el noreste

de México, podrían estar presentes entre la Cuenca de La Popa y la parte sur de la Cuenca de Sabinas del CPC, por lo que la presente investigación se concentra en esta zona.

De acuerdo a De Cserna (1956), Tardy (1980), Ye (1997), Peterson-Rodríguez (2001), entre muchos otros, en la Curvatura de Monterrey y la Sierra de Parras, se observa un acortamiento claro hacia el norte y nor-noreste que debió terminar en el límite Paleoceno-Eoceno, ya que los pliegues este-oeste (F-1; Figura 3-5), no están presentes en sedimentos del Eoceno en la Cuenca de La Popa. Por el contrario, estos sedimentos presentan un acortamiento en dirección noreste que produjo pliegues con ejes noroeste-sureste (F-3; Figura 3-5). Los pliegues con ejes noroeste-sureste (F-3) deforman a todo el Grupo Difunta (Mastrichtiano-Eoceno Tardío) pero tampoco se conoce cuando pudo haber iniciado y culminado esta fase de deformación más joven. Una alternativa para definir la edad más joven de este evento o fase laramídica tardía, es el propuesto en el presente trabajo; es decir, determinando relaciones de emplazamiento y deformación regional de los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova. Esta parte será discutida en el capítulo 6.

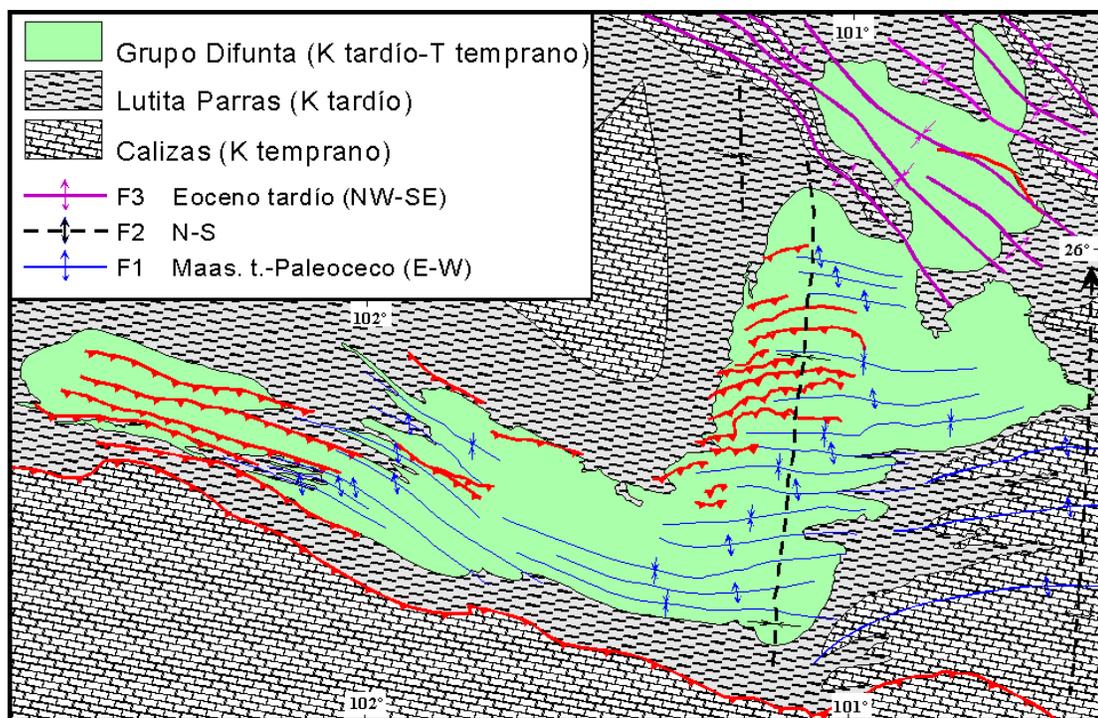


Figura 3-5 Carta geológica-estructural de la región de las cuencas de Parras y La Popa. Nótese el plegamiento polifásico indicado por las diferentes orientaciones (Adaptado de McBride *et al.*, 1974 y Ye, 1997).

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL

4.1 Trabajos Previos

Los trabajos sobre el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) pueden ser agrupados en estudios estratigráficos, estructurales, geoquímicos y geocronológicos.

Debido al interés petrolero de la región, existe un número importante de estudios estratigráficos como los de Kellum *et al.* (1936), Imlay (1937a, b, 1938), Humphrey y Díaz (1956), González-García (1976), Alfonso (1978), Smith (1981), Padilla y Sánchez (1982), McKee *et al.* (1984); Jones *et al.* (1984); Longoria (1984); McKee *et al.* (1988, 1990); Eguiluz *et al.* (2000) y Eguiluz (2001), entre muchos otros. También se pueden mencionar los trabajos de síntesis regional del noreste de México por medio de los cuales se definieron los principales elementos paleogeográficos que ejercieron una influencia determinante en la estratigrafía presente en el área como: Wilson (1990), Goldhammer *et al.* (1991, 1993), Goldhammer (1999), Lehman *et al.* (1999) y Goldhammer and Johnson (2001). Además, se enfocaron en el establecimiento de la columna estratigráfica idealizada característica del CPC y de su correlación con aquellas de la Sierra Madre Oriental en el noreste de México y con la Cuenca del Sur de Texas.

Los trabajos más importantes desde el punto de vista estructural son los de De Cserna (1956), Wall *et al.* (1961), Weidie *et al.* (1970), De Cserna (1970), Alfonso (1978), Charleston (1981), Padilla y Sánchez (1982), Longoria (1984), McKee *et al.* (1984), Padilla y Sánchez (1986) y McKee *et al.* (1990). Estas investigaciones se enfocaron principalmente a la definición de las principales provincias geológicas del noreste de México, y en especial los últimos tres trabajos mencionados a la caracterización de los estilos de deformación, la identificación de las fallas principales y establecer los mecanismos de deformación que pudieron haber generado al CPC. Montemayor-Sánchez (2003), Arvizu-Gutiérrez (2003), Aranda-Gómez *et al.* (2005a), y García-Quintero (2004) desarrollaron trabajos específicos sobre la actividad de la Falla San Marcos, complementando en algunos aspectos a los trabajos precedentes de McKee *et al.* (1984 y 1990).

Las investigaciones acerca de la naturaleza del basamento y los modelos tectónicos que explican el origen del terreno Coahuila son documentados por: Jones *et al.* (1984), Handschy *et al.* (1987), McKee *et al.* (1988), Grajales *et al.* (1992) y Torres *et al.* (1999). En general, en estos trabajos se concluye que el basamento de Coahuila está compuesto principalmente por un ensamble de arco volcánico desarrollado sobre corteza continental y que este fenómeno sucedió en el lapso entre el Pensilvánico y el Triásico Temprano. Por otro lado, aún existe controversia acerca de la procedencia del terreno Coahuila, ya que Handschy *et al.* (1987) sostienen que el terreno Coahuila formó parte de un arco desarrollado en el borde continental de Gondwana y que éste fue acrecionado a Laurasia durante la orogenia Ouachita-Marathon. Por otro lado, McKee *et al.* (1988 y 1999) apoyan la idea de que estas rocas de arco fueron trasladadas en el Jurásico desde una parte de la Cordillera en el suroeste de América del Norte por medio de desplazamientos laterales mayores. Finalmente, Torres *et al.* (1999) sostienen que estas rocas de arco de Coahuila representan las raíces de un batolito desarrollado en el borde oeste de Pangea por subducción hacia el este entre el Pérmico y el Triásico, el cual sería continuo desde Chihuahua hasta Oaxaca y Chiapas formando un arco cóncavo hacia el suroeste.

En relación al origen de la Cuenca de Sabinas, Charleston (1973) y Alfonso (1978) propusieron que ésta es una cuenca intracratónica generada ya sea como un aulacógeno o como un *rift* abortado. Por otro lado, Longoria (1984) y Santamaría *et al.* (1991), consideran que la cuenca pudo ser formada por transtensión, por lo que correspondería a una cuenca tipo *pull-apart*. Finalmente, Salvador (1991c) y Eguluz (2001) la consideran una cuenca intracontinental desarrollada en el margen del cartón, como producto de un proto-*rift* que antecedió a la apertura del Golfo de México.

Los estudios geoquímicos y geocronológicos de las rocas ígneas del CPC pueden ser agrupados en: 1) aquellos orientados al estudio del basamento como los de Denison *et al.* (1969), Jones *et al.* (1984), y Grajales *et al.* (1992) quienes en general concluyen que estas rocas son de arco continental y de edad permo-triásica, y 2) los enfocados en los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova (CICM) del Eoceno como Sewell (1968), quién fechó algunos de los intrusivos del CICM y determinó que tienen edades entre 43 y 35 Ma

(K/Ar). Chávez-Cabello *et al.* (2003a) presentaron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, biotita y feldespatos potásicos de estos mismos intrusivos indicando que los más antiguos alcanzan edades de hasta 44.3 Ma y llegan a ser tan jóvenes como 39 Ma.

Los primeros datos sobre la geoquímica de las rocas del CICM fueron presentados por Morton-Bermea (1995). En esta investigación doctoral se realizó un muestreo geoquímico regional en los intrusivos Mercado, Zarco, Providencia, Imán o Carrizal y Colorado. De los resultados de los análisis se interpretó que el CICM está formado por magmas asociados a la subducción de la placa Farallón debajo de la de América del Norte. Datos más recientes de cartografía y geoquímica de algunos de los intrusivos del CICM se encuentran en: Terrazas-Calderón (2002; Intrusivo Mercado), Tovar-Cortés (2002; Intrusivo Marcelinos o Zarco), Cano-González (2002, Intrusivo La Soledad) y Valdez-Reyes (2002; Intrusivo Providencia). Estas tesis de licenciatura concluyen lo mismo que Morton-Bermea (1995), solo que también identifican la existencia de una serie de rocas alcalinas en los intrusivos La Soledad y Marcelinos del CICM.

Otro estudio geoquímico reciente, pero enfocado a las rocas volcánicas del Plioceno-Cuaternario del CPC es el de Valdez-Moreno (2001), quien fechó con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ rocas que van desde basaltos hasta hawaiitas del Campo Volcánico Las Esperanzas (1.84 ± 0.45 Ma) cerca de Sabinas, y del Campo Volcánico de Ocampo (3.41 ± 1.11 Ma), en Ocampo, Coahuila. Valdez-Moreno (*op. cit.*) concluyó que las lavas del Plioceno-Cuaternario fueron generadas en un ambiente de tipo intraplaca. Otro campo volcánico que aún no ha sido estudiado, y que probablemente también es del Plio-Cuaternario, es el de Las Coloradas. Este se ubica al sur de la porción central de la traza de la Falla de San Marcos, cerca de los límites de Coahuila y Nuevo León. Este vulcanismo máfico, al igual que la actividad magmática del Eoceno, está concentrado sobre discontinuidades en el basamento como las zonas de falla La Babia y San Marcos.

4.2 Estratigrafía

4.2.1 *Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano (ígneo y metamórfico)*

Las rocas más antiguas en Coahuila son del Paleozoico Tardío y están expuestas en la región Delicias-Acatita (McKee *et al.*, 1988) en el centro del Bloque de Coahuila, y en la Sierra del Carmen (Carpenter, 1997) en el extremo noroeste del estado, muy cerca de la frontera con los Estados Unidos de América (EUA; Figura 4-1). Las rocas de Delicias-Acatita son parte de un ensamble de arco con edades desde el Pensilvánico Medio al Pérmico (McKee *et al.*, 1988) y rocas permo-triásicas (Torres *et al.*, 1999), provenientes de una secuencia gruesa de rocas marinas y de cuerpos intrusivos del Triásico. Las rocas sedimentarias presentan un metamorfismo de grado bajo y son esencialmente depósitos producto de acumulaciones de gravedad de sedimentos transportados en masa. Los clastos están compuestos principalmente por: a) detritos y escombros derivados de rocas andesíticas y dacíticas; b) sedimentos pelágicos que experimentaron movimientos post-deposicionales; y c) detritos y escombros derivados de calizas y trasladados desde el margen de la cuenca (McKee *et al.*, 1988).

Las rocas paleozoicas de la Sierra del Carmen (Figura 4-1) corresponden a metapelitas polideformadas. Una edad de isócrona Rb/Sr (mineral-roca total) en un esquistos de muscovita es de 277 ± 10 Ma, lo que indica que el metamorfismo y la deformación ocurrieron durante la orogenia Ouachita-Marathon del Paleozoico Tardío. Por otro lado, la relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es 0.721, sugiriendo que la fuente de los metasedimentos es más antigua (Carpenter, 1997). Se ha interpretado que las rocas de la Sierra del Carmen representan a la zona interior del sistema de rocas Ouachita, el cual ha sido definido más ampliamente con el uso de información de pozos y anomalías de gravedad tanto en la parte sur Texas como en el norte de México (Flawn *et al.*, 1961 y Moreno *et al.*, 2000).

Por otro lado, algunos de los más de 100 pozos profundos realizados por PEMEX en el área de la Cuenca de Sabinas, han sido utilizados para definir con más detalle la estratigrafía del Mesozoico Tardío de la región (Eguiluz, 2001). En muchos casos, los pozos además de cortar la secuencia marina joven, han cortado rocas del complejo basal del Paleozoico-Mesozoico Temprano. Las rocas más antiguas cortadas por pozos de PEMEX son

del Devónico Medio (380 ± 30 Ma en el pozo Cuatrociénegas-1; Eguiluz, 2001; no se especifica método ni material fechado). Además se encontraron rocas que por su litología se cree son consistentes con la zona interior del Cinturón Ouachita y que fueron cortadas por los pozos: Magvil-1, Yerbabuena-1, Cacanapo-101, Gerardo 1-A, Palau-1, Metatosa-101 y Nazca-1; entre los paralelos $27^{\circ}30'$ - $28^{\circ}00'$ y los meridianos 100° y 102° (Flawn *et al.*, 1961 en Eguiluz, 2001). Estos datos definen un arreglo hacia el sureste de la Sierra del Carmen.

Las rocas subsecuentemente más jóvenes en el área de estudio corresponden a intrusivos y cuerpos hipabisales del Triásico Medio a Tardío. Estas tienen firmas geoquímicas de arco y afloran en las regiones de Delicias-Acatita-Lindavista, Valle San Marcos y Potrero La Mula (Figura 4-1; Denison *et al.*, 1969; Jones *et al.*, 1984; McKee *et al.*, 1988 y 1990). De acuerdo a Eguiluz (2001), los pozos Oro-1, Pecten-1, Colombo-1, Monclova-5 y Menchaca-1, localizados entre Cuatrociénegas y Monclova cortaron rocas intrusivas e hipabisales calci-alcalinas con edades entre 234 ± 8 Ma y 160 ± 6 Ma (Triásico Medio-Oxfordiano Temprano). Es importante resaltar que estos pozos se localizan sobre o en el borde de áreas que aquí se han interpretado como altos de basamento ubicados en la zona sur de la Cuenca de Sabinas, y que se alinean con un cambio en el estilo de la deformación dentro del CPC, y con la distribución de los cuerpos intrusivos del Eoceno del CICM estudiados en detalle en esta tesis y que serán discutidos más adelante.

4.2.2 Mesozoico Tardío-Cenozoico Temprano (marino sedimentario)

Los afloramientos de rocas sedimentarias más antiguas en la Cuenca de Sabinas son capas rojas conglomeráticas de origen marino y continental. Se cree que estas rocas están asociadas a fallamiento que generó los principales paleo-escarpes que separaron a la Cuenca de Sabinas de bloques continentales elevados (*i.e.* Bloque Coahuila, Cratón Coahuila-Texas y Archipiélago de Tamaulipas). Estas capas rojas corresponden a las capas Las Palomas, Sierra El Granizo y Tanque Cuatro Palmas del Valle de San Marcos y partes del Potrero Colorado (McKee *et al.*, 1990; Figura 4-1 y 4-2). Estas rocas son conglomerados y areniscas compuestas por clastos de rocas ígneas afaníticas y de grano grueso, y clastos de rocas metamórficas de grado bajo provenientes de los bloques elevados. Rocas similares, que se cree comparten el mismo origen han sido cortadas por pozos de PEMEX (Inés-1, Caballada-

1, Progreso-1, Esteban-1, Gato-1, Ulúa-1, Myrna-1-A, entre otros; Eguiluz, 2001), localizados todos entre los paralelos 27°00'-28°00' y los meridianos 100° y 102°. Estos pozos se encuentran en un área que coincide con los pozos que han cortado rocas que pueden ser parte de la zona interior del Cinturón Ouachita. Una excepción es el pozo Inés-1, que se sobrepone con los pozos que cortaron rocas ígneas del Triásico Medio-Oxfordiano Temprano.

Las capas rojas están asociadas a abanicos aluviales que presentan espesores que varían de pocos metros hasta casi 2000 m (*i.e.* Valle San Marcos; McKee *et al.*, 1990 y Eguiluz, 2001). Es importante señalar que su distribución sugiere la existencia de dos escarpes mayores con rumbo oeste-noroeste – este-sureste que pasan muy cerca o sobre los municipios de Sabinas, al norte, y Monclova, al sur. El primer escarpe corresponde a lo que en la literatura se llama Falla o escarpe La Babia (Charleston, 1981) y el segundo al escarpe de Monclova que se propone en este trabajo.

La secuencia marina del Mesozoico Tardío sobreyace discordantemente a las capas rojas del Jurásico. Una parte de las rocas mesozoicas marcan la transgresión marina del Caloviano-Oxfordiano, representada por evaporitas de las formaciones Olvido y Minas Viejas en el noreste de México (Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999 y Eguiluz, 2001).

El trabajo más detallado sobre la estratigrafía y paleogeografía de la secuencia marina del Mesozoico Tardío acumulada en la Cuenca de Sabinas es el de Eguiluz (2001), quién integró información de afloramientos y datos de casi 100 pozos profundos perforados por PEMEX. En el se estableció que más de 5000 m de rocas sedimentarias fueron depositadas dentro de la Cuenca de Sabinas, y se dividió al paquete en tres supersecuencias.

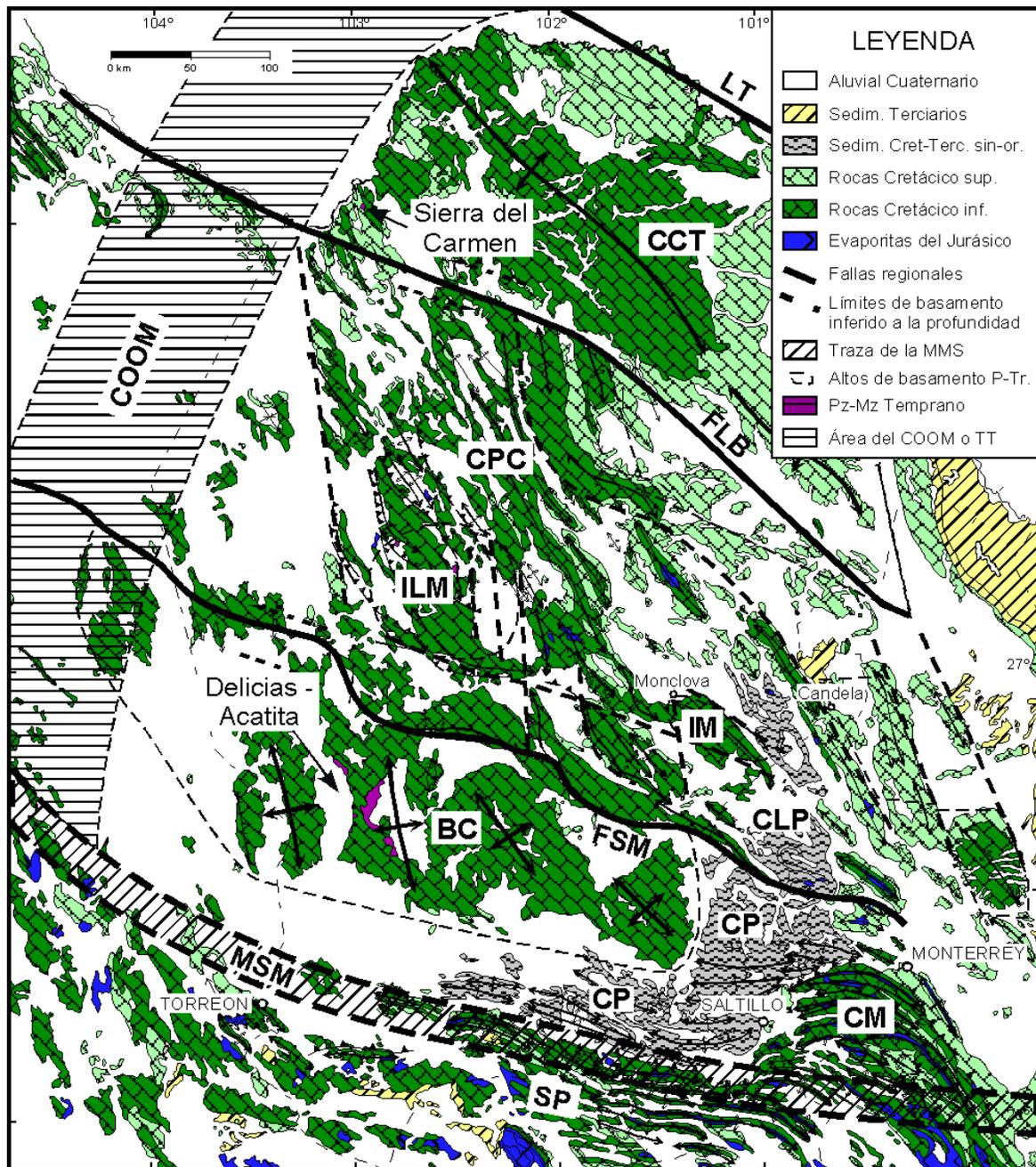


Figura 4-1 Mapa geológico-estructural regional del terreno Coahuila. Se muestra la distribución de afloramientos principales y su relación con las estructuras generadas durante la deformación Laramide del Terciario Temprano, así como la relación de estas con respecto a las principales fallas de basamento y zonas de sutura dentro y en los bordes del terreno. LT: Lineamiento de Texas, CCT: Cratón Coahuila Texas, FLB: Falla La Babia, COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon, CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, ILM: Isla La Mula, IM: Isla de Monclova, CLP: Cuenca La Popa, BC: Bloque Coahuila, FSM: Falla San Marcos, CP: Cuenca de Parras, MSM: Megacizalla Sonora Mojave, SP: Sierra de Parras y CM: Curvatura de Monterrey.

a) Supersecuencia 1: corresponde el ciclo I y comprende sedimentos sin-*rift* compuestos por conglomerados, evaporitas y rocas ígneas básicas asociadas del Caloviano?-Oxfordiano Inferior (formaciones La Gloria, Olvido-Minas Viejas; Figura 4-2), tiene un espesor de poco más de 2500 m, y las unidades fueron depositadas durante un periodo de subsidencia continua en ambientes de sabkha y marino-costero, b) Supersecuencia 2: representa a la etapa de deriva (*drift*) y comprende tres ciclos (Ciclo II, III y IV; Figura 4-2) de alta frecuencia. Los sedimentos son carbonatos, evaporitas y depósitos siliciclásticos costeros acumulados sobre plataformas extensas en un margen pasivo (144-96 Ma). El ciclo II comprende a la parte superior de la Formación Olvido y las formaciones La Casita, Taraises y Menchaca. El ciclo III a las formaciones Barril Viejo, Padilla, La Mula y Virgen. finalmente, el ciclo IV a las formaciones Cupidito, La Peña, Tamaulipas Superior, Kiamichi, Georgetown, Del Río y Buda; c) la supersecuencia más joven (ciclo V: 96-39.5 Ma) consiste principalmente de facies clásticas terrígenas regresivas depositadas en un ambiente de cuenca de antepaís (*foreland*), y comprende a las formaciones: Eagle Ford, Austin, Parras, Upson, a los grupos Difunta-Taylor-Navarro, y a las formaciones Wilcox y Midway (Figura 4-2).

4.2.3 Magmatismo del Eoceno-Oligoceno

Las rocas ígneas de esta edad son casi exclusivamente intrusivos someros y/o cuerpos hipabisales que se emplazaron en la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico Tardío-Cenozoico Temprano del terreno Coahuila. Estas traslapan con los complejos magmáticos que integran la parte norte de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), definida por Robin y Tournon (1978) y Robin (1982). La PAOM se extiende desde el extremo norte de Coahuila hasta Veracruz y comprende a los complejos intrusivos La Cueva, partes del CICM, Sierra de Picachos (Figura 4-3), Sierra San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas, Región de Tampico-Tántima, Palma Sola y San Andrés Tuxtla. Las rocas alcalinas de la PAOM se conectan en EUA con la provincia de Transpecos, Texas, y la localidad de Sierra Blanca, en Nuevo México, que tienen edades y composiciones muy semejantes a las rocas de los complejos ígneos de la parte norte de la PAOM.

El magmatismo de la PAOM disminuye en edad de norte a sur con rocas del Paleoceno hasta el Cuaternario. Otro aspecto importante es que en algunas localidades de esta provincia co-existe magmatismo con firma geoquímica de subducción (placa Farallón) y de tipo intraplaca como en Transpecos (James and Henry, 1991), Sierra San Carlos-Cruillas (Nick, 1988), Sierra de Tamaulipas (Viera-Décida, 1999) y Palma Sola (Orozco-Esquivel, 1995). No todas las rocas son alcalinas, siéndolo preferentemente las que presentan firma geoquímica de actividad intraplaca. El cambio de fuente magmática de subducción a intraplaca ocurrió de forma diacrónica de norte a sur y es aún más complejo en el sur por la interacción de la placa de Cocos a partir del Mioceno Medio en el área de Palma Sola (López-Infanzón, 1991; Orozco-Esquivel, 1995 y Gómez-Tuena, 2002).

Las rocas ígneas del Terciario Temprano mejor conocidas dentro de la Cuenca de Sabinas corresponden a los intrusivos del CICM, en Coahuila y Nuevo León, y al complejo de la Sierra de Picachos de Nuevo León. El CICM está compuesto por un grupo de 16 cuerpos intrusivos (La Iguana, Cerro Colorado, Carrizal o Imán, Pico Candela, Cerro Boludo, Lobo Grande, Lobo Chico, Providencia, Colorado, Pánuco-1, Pánuco-2, San Lorenzo, Marcelinos o Zarco, Mercado, Soledad y Reforma). Estas estructuras definen una banda orientada casi este-oeste entre los municipios de Lampazos, Nuevo León (intrusivo La Iguana) y Cuatro Ciénegas, Coahuila (intrusivo de Reforma; Figura 4-3). El nombre de Cinturón Candela-Monclova (*Candela Monclova Belt*) fue primero utilizado por Sewell (1968) y adoptado hasta la fecha para referirse a este grupo de intrusivos.

Las rocas predominantes en el CICM son monzodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas y cuarzomonzodioritas. Rara vez se presentan rocas más ricas en cuarzo o feldespato-K en el CICM. Estos intrusivos principalmente están emplazados en la parte central de la Cuenca de Sabinas, sobre o en los límites estructurales de bloques de basamento elevados al sur de la cuenca. De acuerdo a los datos derivados de este estudio los intrusivos se emplazaron principalmente en caliza de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano Temprano.

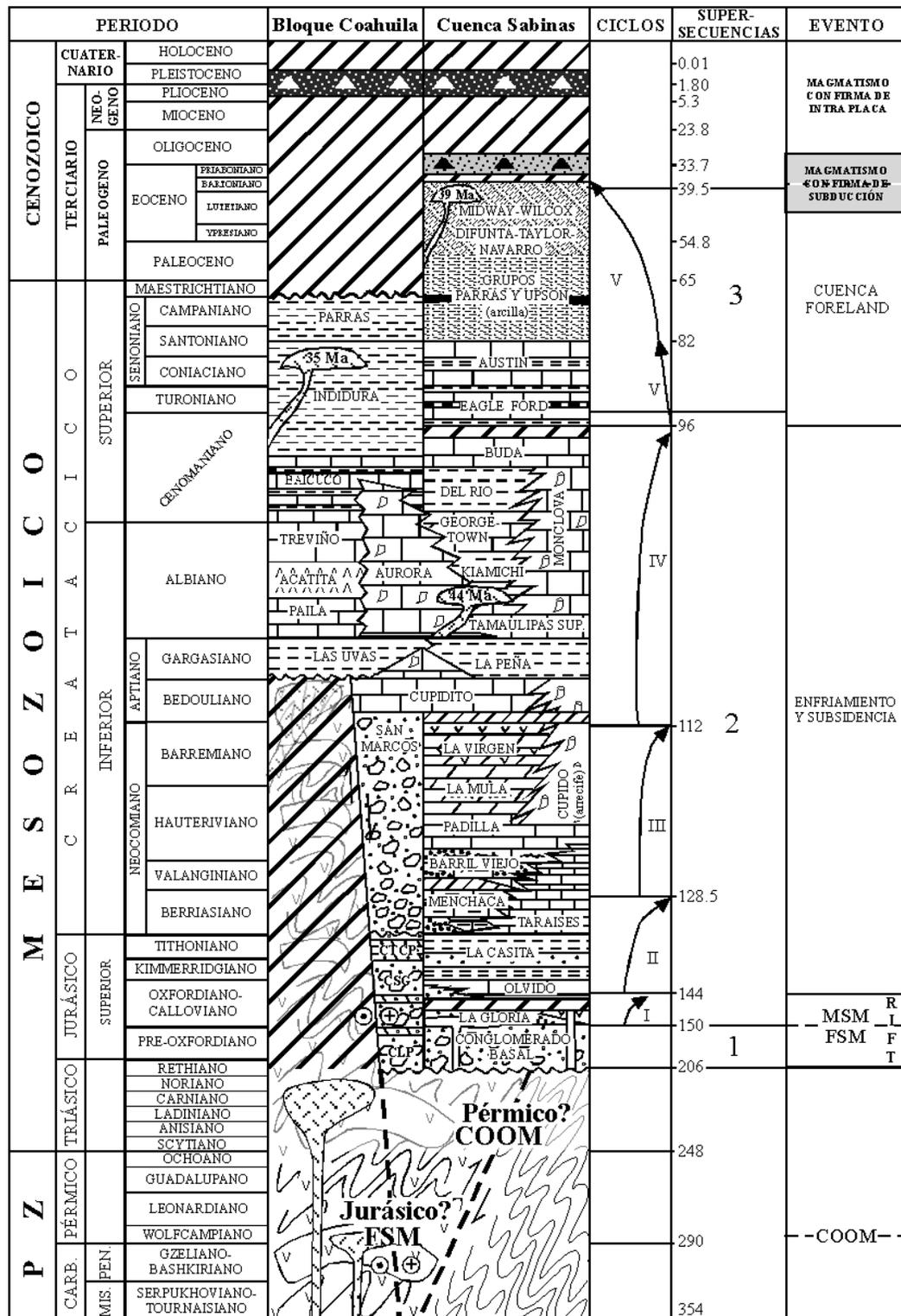


Figura 4-2 Tabla de correlación estratigráfica regional del terreno Coahuila. Se muestran las columnas litológicas características de la Cuenca de Sabinas y del Bloque de Coahuila (adaptada de Garza, 1973 y Eguiluz, 2001). COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon, FSM: Falla San Marcos y MSM: Megacizalla Sonora Mojave.

Las edades de los intrusivos del CICM, de acuerdo a Sewell (1968), van de 43 a 35 Ma (K/Ar). De los 16 intrusivos que componen al CICM, en solamente cinco existe cartografía geológica y muestreo para análisis geoquímicos detallados (*i.e.* elementos mayores y traza). En el CICM se presentan dos series magmáticas, una calci-alcalina con alto-K y otra shoshonítica. La mayoría de las rocas están enriquecidas en tierras raras ligeras, Sr, Pb, Ba y presentan anomalías negativas de Nb, Ta y Ti. Raramente presentan anomalías negativas de Eu, en algunas ocasiones positivas de Ce y patrones aplanados de tierras raras pesadas. Con base en esta información, Morton-Bermea (1995), Terrazas-Calderón (2002), Tovar-Cortés (2002), Cano-González (2002) y Valdez-Reyes (2002), apoyan la idea de que los magmas fueron generados por subducción de la placa Farallón bajo América del Norte en el Eoceno.

Por otro lado, el complejo de la Sierra de Picachos está compuesto por sienitas nefelínicas, gabros, piroxenitas, diques basaníticos, basálticos y fonolíticos (Morton-Bermea, 1990 y Morton-Bermea y Altherr, 1991). El complejo presenta un carácter bimodal alcalino y está emplazado en rocas del Cretácico Superior de composición calcárea y terrígena. Estructuralmente Picachos se emplazó sobre un alto de basamento llamado isla de Picachos, que forma parte del archipiélago de Tamaulipas.

La edad del complejo intrusivo de Picachos se estima que es <30 Ma. La única carta geológica formal de la zona fue publicada por Bishop (1970) quién integró parte de la cartografía realizada por McKnight (1963). En ella se muestra que los cuerpos ígneos se emplazan en un paquete sedimentario marino compuesto por las formaciones Cupido, La Peña, Tamaulipas Superior, Sombrerito, Cuesta del Cura, San Felipe y Méndez. Algunas edades K/Ar reportadas por Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) en biotita de una sienita es de 27.9 ± 1.1 Ma y de 28.5 ± 1.4 Ma en hornblenda de una sienodiorita. Las rocas intrusivas son alcalinas y, de acuerdo a Morton-Bermea (1990), presentan anomalías negativas de Ba, Sr, Ti y Eu; mientras que no se observa este comportamiento en Nb y Ta. Las tierras raras ligeras están más enriquecidas que las pesadas que muestran patrones planos. Con base en esto, Morton-Bermea (1990) sugiere que estas rocas representan magmatismo tipo intraplaca.

Finalmente, un tercer complejo intrusivo en Coahuila, aunque no dentro de la Cuenca de Sabinas, es el de La Cueva (Figura 4-3). Este complejo ígneo forma parte también de un cinturón de intrusivos cercanamente este-oeste como el CICM, que se interna en el extremo sur de Texas en la región del *Big-Bend* (Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973). Daugherty (1963) definió que el complejo magmático La Cueva está compuesto por cuarzomonzonita, sienita sódica, gabro y microsienitas que son cortadas por diques radiales de composición sienítica. La geometría del cuerpo y sus relaciones con las rocas encajonantes definen un complejo lacolítico emplazado forzadamente. El complejo consta de tres unidades principales: 1) una intrusión lacolítica de superficie creciente compuesta por cuarzomonzonita expuesta en la porción septentriona; 2) intrusiones que cortan a la mayor parte del lacolito; y, 3) un cuerpo constituido por microsienitas sódicas. No se tienen datos de edad ni geoquímicos que definan su relación genética.

4.2.4 Magmatismo volcánico del Eoceno-Oligoceno

Cerca del área de estudio existen dos zonas muy importantes con magmatismo volcánico tipo ignimbrítico de esta edad. La primera y mejor documentada es la de Transpecos, Texas. La segunda es la parte oriental del estado de Chihuahua. Ambas localidades corresponden a las manifestaciones más internas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental (*i.e.* McDowell and Keizer, 1977) y consta de andesitas, ignimbritas riolíticas y riolíticas. Manifestaciones de esta actividad magmática alcanzan a presentarse en el oeste y noroeste de Coahuila (Figura 4-3). Las edades documentadas para este magmatismo en Transpecos es de 48-32 Ma (James and Henry, 1991); mientras que para la región de Chihuahua presenta edades entre 45 y 30 Ma (Smith, 1993; Smith *et al.*, 1996 y Aranda-Gómez *et al.*, 2001).

Se ha considerado que la Sierra Madre Occidental es un arco continental que experimentó una migración del frente volcánico hacia la parte interna de México debido a la disminución progresiva del ángulo de subducción de la placa Farallón entre el Cretácico Tardío y el Terciario Medio (Clark *et al.*, 1978; Damon, 1978; James and Henry, 1991 y Smith *et al.*, 1996). No obstante, es importante destacar que una parte importante del magmatismo de la Sierra Madre Occidental, en la parte oriental de Chihuahua y occidental de

4.2.5 Magmatismo del Plio-Cuaternario

Se tiene bien documentado que después del inicio del “*roll-back*” de la placa Farallón alrededor de los 30 Ma, en la parte norte de México como en el suroeste de EUA, inició un evento tectónico extensional muy amplio que se extiende hasta el Reciente y es conocido como el evento Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). Este fenómeno generó fallamiento normal generalmente orientado noroeste-sureste (Figura 4-3). Se cree la extensión influyó en el ascenso de magmas máficos alcalinos poco diferenciados con firma geoquímica de intra placa (*i.e.* Luhr *et al.*, 2001). La edad de este magmatismo va desde el Oligoceno Tardío hasta el Cuaternario en el centro y norte de México, aunque el que se manifiesta dentro del terreno Coahuila y sus límites estructurales es del Plio-Cuaternario. Este vulcanismo está representado, en orden de importancia y trabajo de detalle realizado, por el Campo Volcánico de Camargo en el sureste de Chihuahua (4.7-0.09 Ma; Aranda-Gómez *et al.*, 2003), Campo Volcánico Las Esperanzas y Ocampo en Coahuila (Valdez-Moreno, 2001) y el Campo Volcánico Las Coloradas, también en Coahuila (Aranda-Gómez *et al.*, 2005b; Figura 4-2).

Las rocas predominantes en el Campo Volcánico de Camargo son basanitas, en el Campo Volcánico Las Esperanzas y Ocampo varían desde basaltos hasta hawaiitas, y en el Campo Volcánico Las Coloradas son andesitas y basaltos. Se considera que existe un control claro de fallas de basamento y zonas de colisión antiguas sobre la distribución y potencial canalización de este magmatismo en la región (Aranda-Gómez *et al.*, 2005b). En cuanto al posible origen de estas rocas, se ha interpretado que fueron generadas por distintos grados de fusión parcial en el manto.

4.3 Aspectos estructurales

4.3.1 El Cinturón Plegado de Coahuila (CPC)

El CPC fue desarrollado en rocas sedimentarias marinas del Mesozoico Tardío-Cenozoico Temprano depositadas entre la plataforma de Coahuila y la plataforma Burro-Peyotes. Dentro de ésta área se encuentra el Golfo o Cuenca de Sabinas. El CPC está limitado al suroeste por el bloque de Coahuila a través de la Falla San Marcos, al noreste por el Arco Burro Salado o Cratón Coahuila-Texas, a través de la Falla La Babia (Charleston, 1981); en el sureste, por la Planicie Costera del Golfo de México y al noroeste es

parcialmente cubierto por rocas de la Sierra Madre Occidental (40-31 Ma; Smith *et al.*, 1996) que afloran en el sureste de Chihuahua, oeste de Coahuila y se extienden hasta Transpecos, Texas y por derrames plio-cuaternarios del Campo Volcánico de Camargo. Esta sobrecubierta volcánica enmascara el límite con el Cinturón Plegado de Chihuahua.

En la Cuenca de Sabinas el espesor de la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico supera los 5,000 m (Eguiluz, 2001). González-García (1976), Padilla y Sánchez (1982) y Wilson (1990) propusieron que en la parte central del CPC hubo vestigios del basamento Mesozoico que influyeron en la sedimentación y controlaron la distribución de las facies sedimentarias presentes. Los altos del basamento principales en la Cuenca de Sabinas son las islas de la Mula (Jones *et al.*, 1984) y de Monclova (Figura 4-3). La secuencia de la Cuenca de Sabinas fue plegada y cabalgada sobre el alto de basamento ubicado al suroeste y en menor medida sobre aquel al noroeste durante la orogenia Laramide del Terciario Temprano (Humphrey, 1956; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982 y Eguiluz, 2001).

La mitad norte del CPC se caracteriza por anticlinales aislados con planos axiales verticales, con rumbos noroeste-sureste, frecuentemente arreglados *en echelon* y separados por valles sinclinales amplios. En algunos anticlinales los núcleos fueron intrusionados por evaporitas del Caloviano-Oxfordiano Temprano (Formación Olvido-Minas Viejas; Figura 4-1). Estas unidades, al parecer, controlaron despegues sedimentarios que definieron los estilos de la deformación en la parte septentrional del CPC (Murray *et al.*, 1962; Smith, 1981; Padilla y Sánchez, 1982 y Laudon, 1984). Por otro lado, la mitad suroeste del CPC, muestra pliegues más apretados, con vergencias hacia el suroeste, fallas inversas y cabalgaduras con transporte tectónico en la misma dirección que los pliegues; esta región muestra características de haber involucrado al basamento dentro de la deformación (este trabajo; Figura 4-1).

Un poco más al oeste y noroeste de Coahuila, las estructuras Laramide son cortadas por fallamiento normal del evento Cuencas y Sierras, y del Rift del Río Grande, que además de afectar a las estructuras Laramide también cortó a los paquetes de rocas volcánicas del Eoceno-Oligoceno de la Sierra Madre Occidental (Figura 4-3).

4.3.2 El Bloque de Coahuila

El Bloque de Coahuila también ha sido llamado plataforma de Coahuila (Tardy, 1980 y Charleston, 1981). Está limitado al norte por la Falla de San Marcos (McKee y Jones, 1979 y Charleston, 1981) que lo separa del CPC, al sur por la zona de fractura Torreón-Monterrey (De Cserna, 1956) que lo separa de la Cuenca de Parras, al este por partes de las cuencas de Parras y La Popa y, al oeste por el Cinturón Plegado de Chihuahua que en esta área está sepultado por rocas volcánicas cenozoicas (Figura 4-3). En general, el Bloque de Coahuila muestra rasgos de la deformación Laramide muy suaves, se caracteriza por anticlinales muy amplios, con inmersión al sureste, que semejan domos (Figura 4-1). Una excepción notable es la Sierra El Venado, en la parte central del Bloque Coahuila, donde dos estructuras anticlinales presentan vergencias opuestas y ejes de pliegue orientados norte-sur, diferente al resto de las estructuras suaves (Figura 4-1). Estas estructuras aún no han sido estudiadas en detalle para establecer el control estructural que las generó aunque no hay duda que fueron generadas durante la deformación Laramide. Es importante señalar que existen algunos lineamientos nor-noroeste que cruzan al mismo Bloque de Coahuila desde el sur y llegan hasta la frontera México-EUA, cruzando al CPC y al mismo cinturón plegado de Chihuahua (Lineamiento Almagre, El Caballo y Juárez; Eguiluz, 1984); es posible que este tipo de lineamientos puedan explicar en parte la orientación de estas estructuras.

Por otro lado, en la porción norte del Bloque de Coahuila es frecuente encontrar cabalgaduras de rocas depositadas en la Cuenca de Sabinas. Los cabalgamientos son a través de fallas de ángulo alto que a su vez separan estilos de deformación contrastantes entre el Bloque Coahuila y el CPC. Con frecuencia se observan pliegues con eje oblicuo a la traza de la Falla San Marcos que inicialmente fueron utilizados para sugerir desplazamiento laterales importantes en su borde norte (Charleston, 1981 y Padilla y Sánchez, 1982).

Las rocas en el Bloque de Coahuila pueden ser divididas en dos paquetes litológicos diferentes; el más antiguo está compuesto por rocas ígneas y metamórficas de grado bajo del basamento del Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano que corresponde a un ensamble de arco (McKee *et al.*, 1988); y el otro por un paquete sedimentario marino que sobreyace discordantemente y que marca la transgresión marina del Aptiano Tardío sobre el Bloque

Coahuila (Figura 4-2; Garza, 1973; Smith, 1981; Goldhammer, 1999 y Lehmann *et al.*, 1999). Las estructuras anticlinales suaves del Bloque de Coahuila están cortadas por fallas de corrimiento lateral del Terciario Medio-Tardío y normales del Plio-Cuaternario que siguen rumbos estructurales de paleoestructuras del Triásico-Jurásico que bordean al bloque al norte y sur (Figura 4-3). Se ha comprobado que en el bloque de Coahuila no hay rocas siliciclásticas asociadas al *rifting* ni evaporitas del Caloviano (Formación Minas Viejas; González García, 1976; Padilla y Sánchez, 1982; Wilson, 1990; Goldhammer, 1999 y Lehmann *et al.*, 1999), con lo cual se defiende la hipótesis de que este bloque fue una zona elevada desde el Pérmico y fue la fuente de sedimentos tanto para la Cuenca de Sabinas, al norte, como para la región del Mar Mexicano al sur y sureste (Eguiluz, 2001).

4.3.3 El Cratón Coahuila-Texas

El Cratón de Coahuila-Texas o Arco Burro Salado, está limitado al suroeste por la Falla La Babia (Charleston, 1981) o Boquillas del Carmen-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982) que lo separa del CPC. Litológicamente está compuesto por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Tardío, que se depositaron en el margen sureste de Laurasia antes del cierre del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (Wilson *et al.*, 1984, Pindell, 1985 y Carpenter, 1997). Sobre este basamento se depositaron discordantemente carbonatos del Cretácico Temprano más tardío, y sedimentos clásticos del Cretácico Tardío que componen a estructuras anticlinales abiertas que reflejan una deformación regional de baja intensidad. La estructura en esta región más conocida es el anticlinal de Burro-Peyotes (Figura 4-1).

Para Wilson (1990) el Arco Burro Salado es la continuación hacia el noroeste, con cierto desplazamiento izquierdo, del Arco de Tamaulipas localizado al sureste (Figura 4-3). Sin embargo, para Handschy *et al.* (1987) el Arco Burro Salado es un fragmento desprendido del Bloque de Yucatán durante el proceso de *rifting* y deriva del mismo hacia el sur, controlado por la falla transformante lateral derecha Tamaulipas-Chiapas o Transforme de Tehuantepec. De acuerdo a esta hipótesis esto sucedió durante la apertura del Golfo de México entre el Triásico Tardío y el Jurásico Tardío.

Es claro que la deformación Laramide sobre este bloque continental aún es más suave que la observada sobre el Bloque Coahuila; pero la diferencia más notable es que en el Cratón Coahuila-Texas existió mucho más actividad plutónica, volcánica y extensión que en el Bloque Coahuila, especialmente en su parte noroeste que forma la parte más septentrional de la región del *Big Bend* del Río Bravo (Figura 4-3).

4.3.4 Las Cuencas de Antepaís

Para Ye (1997), quien fue uno de los primeros que integró la información de las cuencas de antepaís de la Sierra Madre Oriental, las cuencas de la Sierra Madre Oriental son: a) Parras y La Popa, al norte, b) Tampico-Mizantla y, c) Veracruz (Figura 2), al sur. Estas dos últimas no se abordarán en el presente escrito por estar fuera del contexto geológico local y regional del CPC.

4.3.4.1 Las Cuencas De Parras y La Popa

Las cuencas de Parras y La Popa, contienen rocas sedimentarias siliciclásticas de grano fino y carbonatos de agua profunda del Cretácico Tardío-Terciario Temprano. Estas unidades sobreyacen a carbonatos de plataforma del Cretácico Temprano. Las rocas del Cretácico Tardío subyacen al Grupo Difunta y a la lutita Parras (McBride, 1974; Vega-Vera y Perrilliat, 1989b y Ye, 1997); las cuales en conjunto forman una cuña gruesa de material siliciclástico acumulada en ambientes marino somero y fluvio-deltaico. Esta secuencia se depositó al frente de la Sierra Madre Oriental durante su levantamiento producto de la Orogenia Laramide (Vega-Vera y Perrilliat, 1989b; Vega-Vera *et al.*, 1989; Ye, 1997 y Soegaard *et al.*, 1997).

La Cuenca de Parras está limitada al sur y oeste por la Sierra Madre Oriental (sector Monterrey-Torreón), al norte por la Plataforma de Coahuila y el Cinturón Plegado de Coahuila (Figura 4-1), y al este por la Sierra Madre Oriental. A la Cuenca de La Popa se le considera la extensión meridional del CPC por presentar un estilo de deformación y dirección de ejes de pliegues semejantes (McBride *et al.*, 1974; Soegaard *et al.*, 1997 y Ye, 1997). Una diferencia importante entre estas cuencas es que fueron deformadas por esfuerzos polifásicos no coaxiales, que generaron deformación más intensa y ejes de pliegues en dirección este-

oeste en la Cuenca de Parras, y deformación menor y ejes de pliegues noroeste-sureste, además de diapirismo, en la Cuenca de La Popa (Soegaard *et al.*, 1997). Lo anterior, a permitido inferir que la deformación en la Cuenca de Parras es más antigua y fue generada por mecanismos diferentes en comparación con la Cuenca de La Popa (Ye, 1997). Al parecer en la Cuenca de La Popa hay sedimentos más jóvenes erosionados de sedimentos acumulados en la Cuenca de Parras, que indican un “canibalismo” de las cuencas y evolución diacrónica tanto en sus aspectos estratigráficos como estructurales. Si esta hipótesis es correcta los sedimentos y la deformación se hacen más jóvenes hacia el noreste. El estilo de deformación entre ambas cuencas es altamente contrastante ya que en la Cuenca de Parras hay pliegues y fallas de cabalgadura con transporte tectónico hacia el norte; mientras que en la Popa los pliegues son suaves y no se han identificado cabalgaduras importantes.

Como se menciona en el párrafo anterior, parece ser que el evento es diacrónico y la deformación en el sector de Parras y el CPC parece haber sido generada mediante mecanismos diferentes. Uno de los objetivos importantes de este trabajo, es fechar el evento de deformación que generó las estructuras dentro del CPC, para lo cual es importante evaluar los mecanismos que han sido propuestos como controladores de los pliegues y fallas presentes dentro del CPC.

Desde el punto de vista estructural, la zona más importante que puede ser utilizada para descifrar con detalle los mecanismos que pudieron controlar los estilos estructurales presentes y la misma edad de culminación de la orogenia Laramide en el CPC, corresponde a la parte sur de la Cuenca de Sabinas. La presente investigación, se concentró en la parte sur de la Cuenca de Sabinas debido a que: a) la Falla San Marcos, que es la falla maestra de basamento que delimita a la Cuenca de Sabinas en el sur, aflora, b) existen depósitos clásticos del Jurásico y Neocomiano, que documentan la instauración de la Falla San Marcos y su primer evento de reactivación, respectivamente, c) existen afloramientos de las rocas jurásicas y neocomianas que presentan familias y sistemas de fallas que claramente pueden ser utilizados para definir la cinemática de las fallas en la zona, desde el Jurásico hasta el Paleógeno con mucho detalle, d) afloran estructuras plegadas y fallas que documentan la existencia de, por lo menos, dos fases de la deformación Laramide en la zona, e) aflora el

cinturón de intrusivos Candela-Monclova que presenta relaciones de emplazamiento sin y post-tectónico con respecto a las estructuras plegadas del CPC que puede ser utilizado para fechar la terminación de la orogenia Laramide en la región. Este último es uno de los objetivos central de la presente investigación.

El siguiente capítulo comprende el análisis estructural de fallas y pliegues sobre la traza de la Falla San Marcos y la parte sur de la Cuenca de Sabinas, el cual apoya la hipótesis de que la deformación en la zona no fue netamente de tipo transpresiva como había sido propuesta (Padilla y Sánchez, 1982). Además, se documentaron estructuras que pueden indicar la existencia de dos fases de la deformación Laramide, más que un diacronismo de la deformación.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

5.1 Análisis estructural de la Falla San Marcos y sur de la Cuenca de Sabinas

El objetivo del presente capítulo es discutir las evidencias estructurales que documentan la cinemática de la Falla San Marcos (FSM) desde su instauración (*i.e.* neoformación) hasta su último evento de reactivación en el Terciario Tardío - Cuaternario para la parte central de Coahuila. Lo anterior, porque es esta falla regional la que ha controlado gran parte de las variaciones estratigráficas, estilos de deformación (especialmente los laramídicos que son los de mayor interés en el presente trabajo), acomodado desplazamientos en múltiples direcciones y canalizado magmatismo en la parte central de Coahuila, que corresponde al área de mayor interés en la presente investigación. Por otro lado, sobre la traza de la FSM y en el sur de la Cuenca de Sabinas es donde existen relaciones de corte claras, que documentan tiempos diferentes para la generación de estructuras y relaciones de emplazamiento que pueden ser utilizadas para fechar la culminación de la orogenia Laramide en la zona.

La FSM fue definida por Charleston (1981) y es la única falla de basamento en el noreste de México para la que se han compilado en superficie evidencias estratigráficas y estructurales que documentan su existencia de forma convincente (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; McKee *et al.*, 1984; Padilla y Sánchez, 1986 y McKee *et al.*, 1990). La traza de la FSM tiene una longitud mínima de 300 km, cruza con un rumbo WNW al estado de Coahuila dividiéndolo en dos partes y se inclina hacia el NNE; la falla separa estructuralmente el Bloque de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC; Figura 5-1). Se ha sugerido que la FSM puede extenderse otros 300 km más hacia el WNW de la localidad de Sierra Mojada (Aranda-Gómez *et al.*, 2005a), sólo que ese segmento se encuentra sepultado por una cubierta gruesa de rocas volcánicas del Paleógeno y Neógeno. La FSM también ha sido nombrada Lineamiento Sierra Mojada-China (Padilla y Sánchez, 1982).

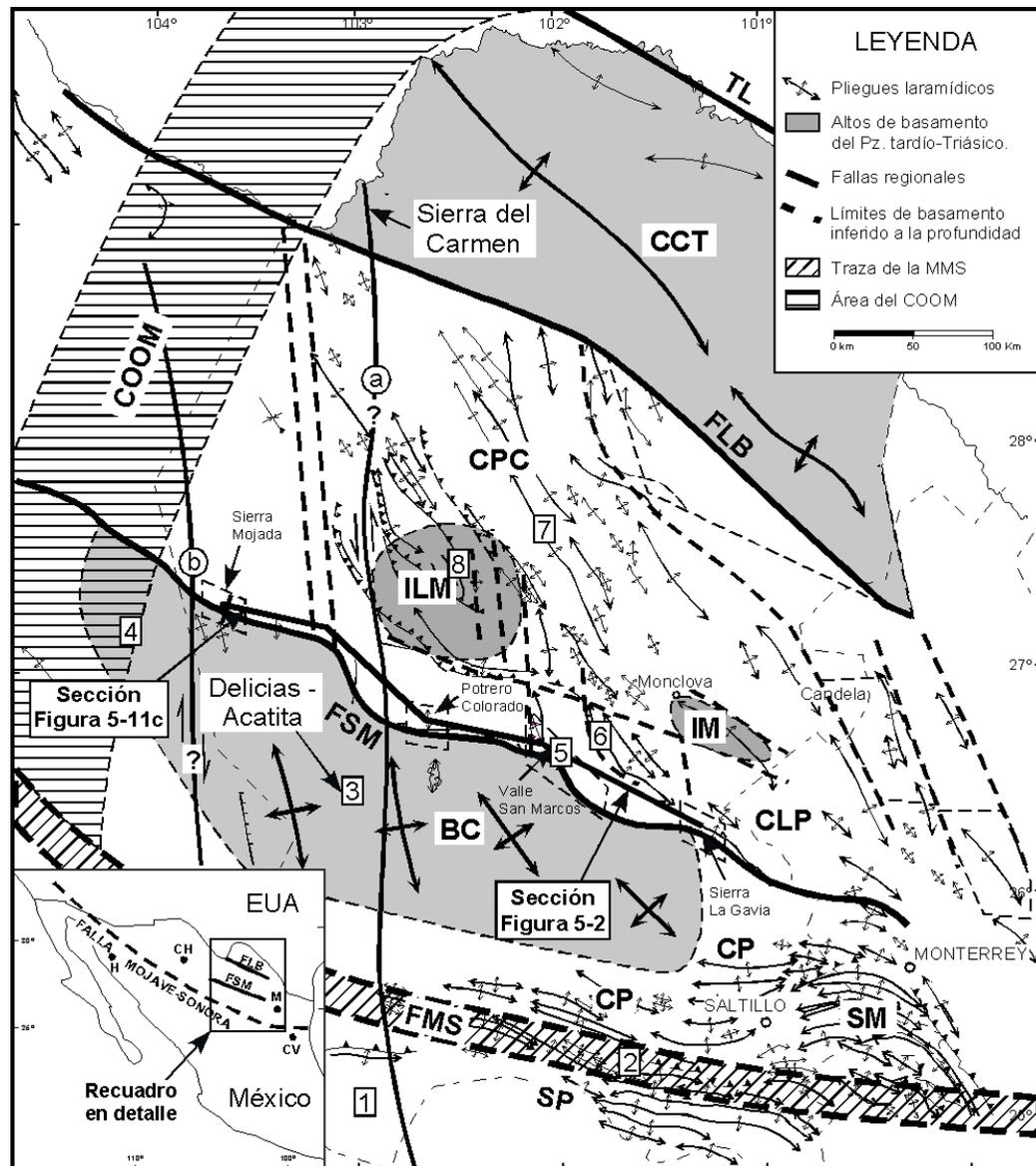


Figura 5-1. Mapa geológico generalizado del estado de Coahuila y regiones adyacentes. En él se muestran la localización de las estructuras mayores de basamento como el Texas Lineament (TL), las fallas de La Babia (FLB), San Marcos (FSM) y la traza inferida de la Megacizalla Sonora-Mojave (MSM). Nótese que las fallas La Babia y San Marcos separan regiones con estilos contrastantes de deformación, como el Cratón Coahuila-Texas (CCT) del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), y este a su vez del Bloque de Coahuila (BC), respectivamente. Estructuras de segundo orden en el basamento también parecen limitar a rasgos paleogeográficos importantes como la Isla La Mula (ILM) e Isla de Monclova (IM). Otros rasgos morfológico-estructurales como la Saliente de Monterrey (SM), Sierra de Parras (SP) y las cuencas de antepaís de Parras (CP) y La Popa (CLP), Falla Almagre (a) y El Caballo (b) también son señaladas, así como varias localidades citadas en el texto. La franja marcada COOM representa a la prolongación sepultada del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon. Mapa integrado de Charleston (1981), Eguluz (1984) e información de esta tesis. Los números del 1 al 8 indican localidades de la Figura 5-2b.

A diferencia de otras fallas del basamento en el norte de México, como la falla Mojave-Sonora (Anderson and Schmidt, 1983) y la Falla La Babia (Charleston, 1981), esta última también conocida como Lineamiento Boquillas del Carmen-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982) o Falla Sabinas (Alfonso, 1978), la traza de la FSM parece ser muy clara entre el Potrero La Gavia, Valle San Marcos (VSM), Potrero Colorado y Sierra Mojada por: a) separar estilos de deformación diferentes entre el Bloque de Coahuila y el CPC, b) por la cuña de sedimentos clásticos (~750 a 3000 m de espesor) pre-titoniana y neocomiana asociada a su actividad y depositada en el bloque hundido al NNE de la falla (Figura 5-2; McKee *et al.*, 1990) y, c) por la ocurrencia de relaciones de contacto de rocas pérmicas con jurásicas y con rocas cretácicas en el VSM y Potrero Colorado, lo cual ocurre a través de fallas que se inclinan al NNE con ángulo alto. Además, en los lugares donde la traza de la FSM se encuentra sepultada (*e.g.* Campo Volcánico de Camargo), se sugiere que esta generó rasgos en superficie que definen levantamientos y/o desplazamiento laterales, así como que también pudo haber canalizado magmatismo basáltico del Plio-Cuaternario que sugiere su existencia a la profundidad (Aranda-Gómez *et al.*, 2003 y Aranda-Gómez *et al.*, 2005b).

A pesar de la importancia de la FSM y de estructuras paralelas a ella como la falla Mojave-Sonora y la falla La Babia en la interpretación de la evolución tectónica del noreste de México, las investigaciones estructurales sobre esta, hasta antes de este trabajo, habían estado limitadas a la interpretación de fotografías aéreas y de imágenes de satélite, con lo que se definieron los estilos de deformación que la FSM separa entre el Bloque de Coahuila y el CPC (Charleston, 1981 y Padilla y Sánchez, 1982). Es importante hacer énfasis que la mayoría de los rasgos visibles en fotos aéreas e imágenes de satélite son rasgos asociados a la deformación Laramide del Paleógeno y no de deformación del Jurásico Tardío.

El objetivo del presente capítulo es discutir las evidencias estructurales que documentan la cinemática de la FSM desde su instauración pre-titoniana hasta su último evento de reactivación en el Neógeno - Cuaternario para la parte central de Coahuila. Esto se hace en parte mediante un estudio comparativo de las familias de fallas entre las localidades de VSM, Potrero Colorado y Sierra Mojada, donde desde el punto de vista estratigráfico McKee *et al.* (1990) definieron con mayor detalle la existencia de la FSM y sus primeros dos

eventos de reactivación (Neocomiano y Paleógeno), además de que es en estas localidades donde las fallas y pliegues documentan mejor la historia de la deformación en la zona. Por otro lado, las interpretaciones de este trabajo sobre las reactivaciones del Neógeno-Cuaternario de la FSM en Coahuila, se comparan con los eventos de reactivación para este mismo tiempo documentados por Aranda-Gómez *et al.* (2005a) en las localidades de Aguachile, La Herradura y Campo Volcánico de Camargo. Lo anterior, permitió realizar un análisis regional del evento de formación de la FSM en tiempos pre-Titoniano y de sus diferentes reactivaciones hasta el Neógeno - Cuaternario. De acuerdo a lo establecido en la presente investigación y lo reportado en la literatura, la actividad de la FSM inició antes del Titoniano y ha experimentado al menos cuatro eventos de reactivación, los cuales se abordan sistemáticamente más adelante.

5.2 Secuencias estratigráficas asociada a la actividad de la FSM

La evidencia observable más contundente de la actividad más antigua de la FSM es estratigráfica, y se interpreta por la existencia de una cuña de sedimento clástico marino titoniano y anterior a este tiempo, depositada en el bloque ubicado al norte de la falla (*i.e.* Cuenca La Mula o Sabinas). La cuña clástica jurásica tiene 2000 m de espesor, fue dividida en tres unidades litoestratigráficas informales definidas por McKee *et al.* (1990) como: Capas Las Palomas, Capas Sierra El Granizo y Capas Tanque Cuatro Palmas (Figura 5-2); la última unidad es correlacionable con la Formación La Casita del Kimmeridgiano-Berriasiano Inferior en el noreste de México (Keith Young, 1981, en McKee *et al.*, 1990) y representa una etapa de quietud tectónica después de la actividad intensa que controló el depósito de las Capas Las Palomas y Sierra El Granizo. A los primeros 1600 m de rocas clásticas sintectónicas asociadas a actividad pre-titoniana de la FSM (Capas Las Palomas y Sierra El Granizo), se suman los 400 m de las Capas Tanque Cuatro Palmas (etapa de quietud tectónica) y 1000 m más que corresponden al primer evento de reactivación del Neocomiano y que están compuestos por conglomerado continental y arenisca fluvial de la Formación San Marcos (Figura 5-2a y b). Existen argumentos convincentes de que la fuente de estos detritos es el Bloque de Coahuila, al sur de la FSM, el cual está compuesto por sedimentos marinos masivos y rocas volcánicas de la Cuenca y el Arco Las Delicias (Pensilvánico-Pérmico) y por cuerpos intrusivos permo-triásicos (McKee *et al.*, 1984, 1988, 1990 y 1999).

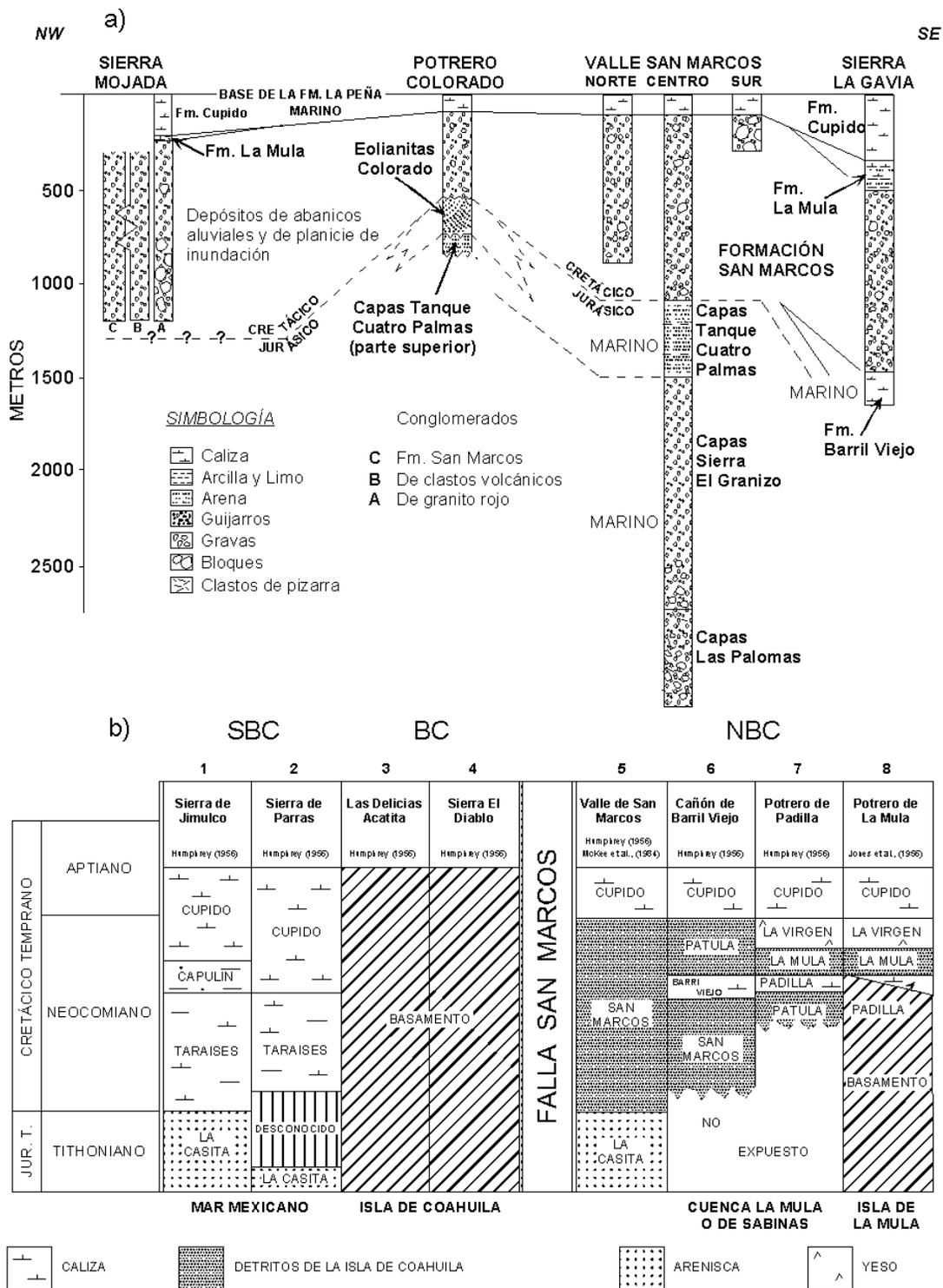


Figura 5-2. a) Correlación de los paquetes clásticos al norte de la FSM depositados entre el Jurásico Tardío y el Neocomiano y b) correlación estratigráfica en dirección perpendicular a la Falla San Marcos (Tomados de McKee *et al.*, 1990). En b), 1: Sierra de Jimulco, 2: Sierra de Parras, 3: Las Delicias/Acatita, 4: Sierra El Diablo, 5: Valle de San Marcos, 6: Cañón Barril Viejo, 7: Potrero de Padilla y 8: Potrero de La Mula; la ubicación de estas localidades se presenta en la Figura 5-1.

En relación a los materiales clásticos depositados al norte de la FSM desde antes del Títoniano y el Neocomiano, el orden deposicional en el VSM es: a) conglomerado Capas Las Palomas, b) conglomerado Capas Sierra El Granizo (ambas de edad pre-Títoniano), c) arenisca marina Capas Tanque Cuatro Palmas del Títoniano y, d) conglomerado de la Formación San Marcos del Neocomiano (Figura 5-2). Es importante señalar que, debido a la ausencia de fósiles diagnóstico que puedan precisar la edad de las Capas Las Palomas y Sierra El Granizo, no se puede descartar la posibilidad de que estas Capas sean correlacionables con los materiales clásticos del Grupo Huizachal del noreste de México, depositado durante la apertura del Golfo de México; si esto fuera cierto entonces la instauración de la FSM pudiera extenderse hasta tiempos Triásico Tardío-Jurásico Temprano, por lo cual solamente puede indicarse que estas rocas son de una edad pre-Títoniano. Por otro lado, En la región de Potrero Colorado afloran: a) la parte superior de las Capas Tanque Cuatro Palmas (?), b) un paquete conglomerático de ~10 m de espesor, c) un paquete de arenisca eólica “eolianita” de 191 m de espesor, que McKee *et al.* (1990) definieron como Capas Colorado, y d) la Formación San Marcos (Figura 5-2). Finalmente, en Sierra Mojada afloran tres unidades conglomeráticas del Cretácico Inferior, correlacionables con la Formación San Marcos (Figura 5-2).

5.3 Instauración de la FSM

Los sedimentos clástico marinos de las Capas Tanque Cuatro Palmas acotan la edad pre-Títoniano como mínima para la instauración de la FSM (McKee *et al.*, 1990). Se interpreta que la falla fue activa durante el depósito de las unidades subyacentes (Capas Las Palomas y Sierra El Capas Granizo) pero su edad es incierta por carecer de fósiles.

El análisis estructural realizado se concentró en el estudio de las diferentes familias de fallas, así como sobre las geometrías y orientaciones de los pliegues asociados a la traza de la FSM. Las fallas se separaron en familias y/o sistemas característicos dentro de cada nivel estratigráfico. Esto se hizo para establecer con detalle la cinemática de la FSM durante su instauración y los diferentes eventos de reactivación. Con el objetivo de determinar direcciones principales de compresión máxima y mínima para cada uno de los eventos de

fallamiento, se calcularon paleotensores de esfuerzos utilizando el programa *INVD* de Angelier (1990) para cada una de las estaciones de fallas.

El definir la cinemática de la etapa inicial de la FSM fue complicado, debido a que las rocas del basamento permo-triásico que fueron cortadas inicialmente por la FSM, no están expuestas claramente, a lo que se suma que la zona de deformación parece ser muy amplia. Según McKee *et al.* (1990) existen afloramientos escasos de granitoides del basamento “*in situ*” sobre la traza de la FSM, que fueron deformados durante la instauración de la FSM en el VSM. Sin embargo, Molina-Garza *et al.* (2003) y Arvizu-Gutiérrez (2003), con base en estudios paleomagnéticos, interpretan que estos afloramientos no corresponden a cuerpos “*in situ*” del basamento, sino más bien a mega bloques derivados del escarpe de la FSM, durante la actividad asociada a su instauración.

Por otro lado, debido a su composición y estructura, las rocas clásticas del Jurásico Superior depositadas sobre el bloque al norte de la FSM solo muestran evidencias estructurales aisladas de la posible cinemática de la FSM. Aún así, se logró identificar una zona con pliegues y otra con fallas que en primera instancia no descartan la ocurrencia de desplazamientos laterales para el tiempo de instauración de la FSM. Estas evidencias estructurales de campo se describen a continuación.

5.3.1 Plegamiento del Jurásico Tardío (?) en Valle San Marcos

En el VSM existe una zona con dos estructuras plegadas orientadas NNW–SSE a N-S con ejes de pliegue buzantes aproximadamente entre 20° y 30° hacia el norte (anticlinal y sinclinal; Figura 5-3). El plegamiento en las rocas jurásicas, junto con las zonas de cizalla de ángulo alto presentes en las rocas sedimentarias marinas del Cretácico, documentan la intensa deformación dentro de la zona de deformación de la FSM. Fuera de la zona de cizalla de la FSM el grado de deformación de las rocas clásticas jurásicas y clásticas del Neocomiano, es semejante al observado en la secuencia calcárea del Cretácico Superior. La importancia de las estructuras jurásicas es que están en una zona de doblez de la FSM y corresponden a las únicas macroestructuras plegadas, hasta ahora conocidas, en rocas del Jurásico que afloran sobre la traza de la FSM (Figura 5-3).

Debido a que los pliegues y las fallas se presenta en un área que fue propuesta como una zona de *restraining bend* sinistral jurásica asociada a la FSM (Figura 5-3; McKee *et al.*, 1990), Arvizu-Gutiérrez (2003) y Molina-Garza *et al.* (2003) colectaron muestras y realizaron un estudio paleomagnético local que permitió obtener información sobre las rotaciones y posibles tiempos de magnetización en las estructuras plegadas, así como en afloramientos de rocas graníticas del basamento en el mismo VSM los cuales, de acuerdo a Jones *et al.* (1982) y McKee *et al.* (1990), representan al basamento *in situ* y contienen evidencias micro-estructurales que indican una cinemática izquierda generada durante la formación de la FSM.

Los resultados de Arvizu-Gutiérrez (2003) y Molina-Garza *et al.* (2003) sugieren que los granitoides del Triásico (242 ± 2 Ma, edad modelo Rb/Sr en muscovita) que McKee *et al.* (1990) interpretan como basamento *in situ*, no pertenecen a un basamento homogéneo. Proponen que deben representar bloques caídos del escarpe de la FSM durante su actividad, apoyados en que los datos no presentan declinaciones ni inclinaciones del Triásico, así como tampoco muestran una consistencia entre ellos.

Por otro lado, para los pliegues desarrollados en las Capas Las Palomas en el VSM, establecen que estas estructuras registran una inclinación muy somera de la magnetización, y que al comparar los datos con la curva de vagabundeo polar aparente de América del Norte, estos indican una rotación horaria entre 80° y 90° (Arvizu-Gutiérrez, 2003). Se concluye que la rotación horaria es de carácter local al comparar los polos de las Capas Las Palomas con sus correspondientes de la Serie Acatita y la Formación Nazas de edad un poco más antigua (Figura 5-4); las cuales representan a posiciones cercanas a la esperada para América del Norte sobre el Bloque de Coahuila y al sur de este, respectivamente.

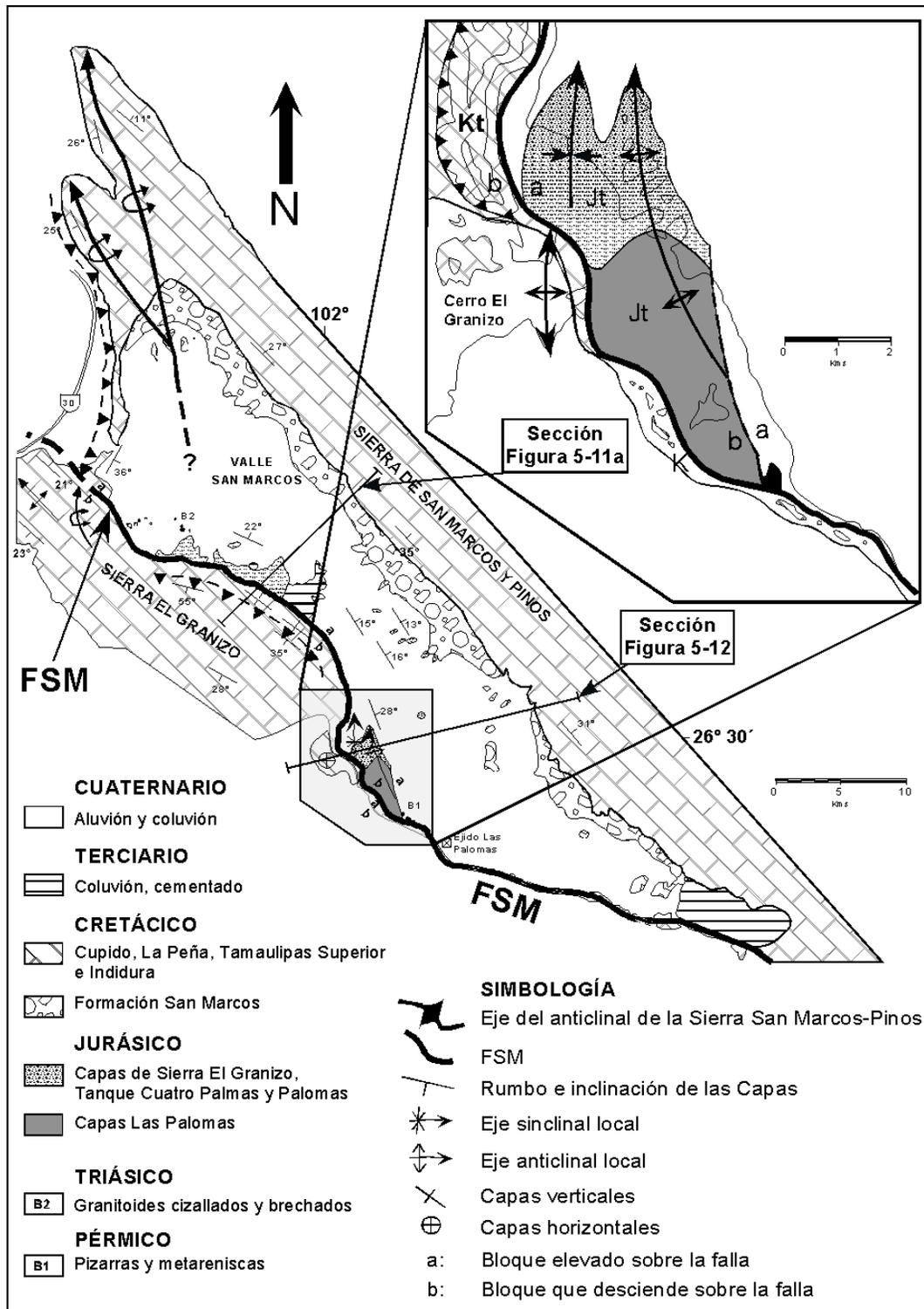


Figura 5-3. Carta geológica-estructural simplificada del VSM (ver Figura 5-1 para su localización). En el recuadro superior derecho se muestra el detalle de las estructuras en la zona de doblez de la falla que fueron estudiadas por Molina-Garza *et al.* (2003) y Arvizu-Gutiérrez (2003). Nótese la distribución de las fallas que delimita a estas estructuras, las cuales tienen inclinaciones muy verticales que más adelante se describirán con mayor detalle.

Cabe destacar que la rotación horaria en las Capas Las Palomas es inconsistente para una zona de *restraining bend* siniestral, para cualquier tiempo de deformación, como había sido propuesta por McKee *et al.* (1990). Una alternativa para la explicación del origen de los pliegues en las rocas jurásicas presentes en el VSM y de su rotación horaria, es que estos hayan sido desarrollados y rotados como resultado de deformación compleja durante la orogenia Laramide del Paleógeno en la zona. Lo anterior, debido a que existen evidencias de que la orogenia Laramide del Paleógeno ocurrió en dos fases, la más antigua representada por despegues sedimentarios y la más tardía por reactivación inversa de fallas del basamento. Cabe señalar que los pliegues en las rocas jurásicas están delimitados al suroeste y noreste por dos fallas antiguas paralelas a la zona de dobladura de la FSM, inclinadas hacia el NNE, que fueron reactivadas con componente inversa durante la fase tardía de la deformación del Paleógeno; son necesarios más estudios estructurales y paleomagnéticos detallados afuera de la zona de dobladura de la FSM, para confirmar que la rotación es local, que no está presente en áreas donde la traza de la FSM es cercanamente recta y que esta haya sido generada durante la deformación Laramide del Paleógeno como aquí se sugiere.

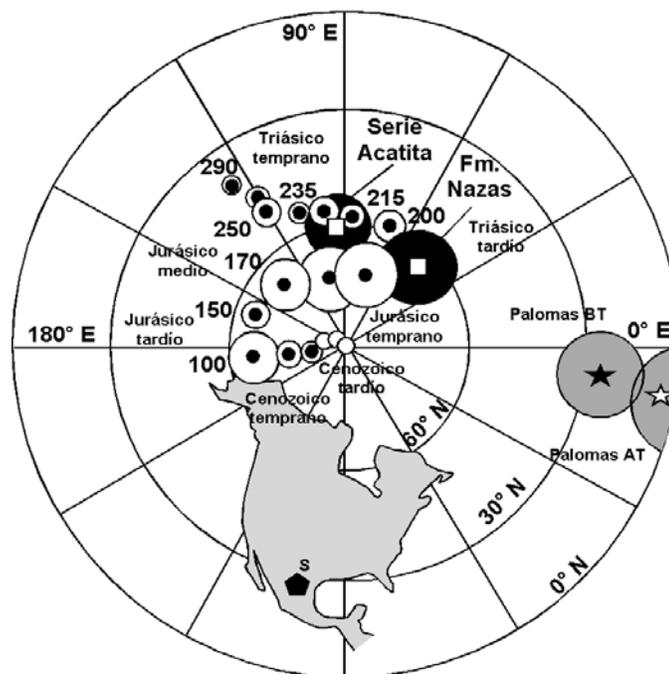


Figura 5-4. Curva de Vagabundejo Polar Aparente para América del Norte que muestra la posición de los polos para las Capas Las Palomas, Serie Acatita y Formación Nazas. BT: Baja temperatura, AT: Alta temperatura, S: Sitio (tomada de Arvizu-Gutiérrez, 2003).

5.3.2 Fallamiento del Jurásico Tardío en Potrero Colorado

La evidencia estructural que aquí se interpreta como producto de deformación durante el Jurásico Tardío, corresponde a fallas con desplazamiento normal orientadas oblicuamente (NW-SE) a la traza principal de la FSM (~ E-W) en Potrero Colorado. Las fallas normales están presentes en la secuencia de limolita y arenisca marina de las Capas Tanque Cuatro Palmas en Potrero Colorado, así como en la eolianita “Capas Colorado” (Figura 5-5a) que afloran en el núcleo del anticlinal de la Sierra La Fragua en la localidad de Potrero Colorado (Figura 5-6). Otra familia de fallas reconocida corresponde a fallas con desplazamiento lateral dextral menor, las cuales retoman o reactivan esencialmente a los planos de las fallas normales pre-existentes en la eolianita de las “Capas Colorado” (Figura 5-5a) y a escasas fracturas *en echelón* con cinemática izquierda (Figura 5-5b). Cabe mencionar que es en Potrero Colorado donde se presentan estructuras claras que documentan actividad de la FSM para el Jurásico Tardío y de su primer evento de reactivación del Neocomiano.

La eolianita “Capas Colorado” muestra estratificación cruzada de gran escala (Figura 5-5c) y presenta un espesor de ~200 m (Charleston, 1973; Figura 5-2). Sobreyacen a través de un contacto abrupto a un paquete de conglomerado fluvial y arenisca roja de ~10 m de espesor (Figura 5-2). Subyacen a través de un contacto erosivo al conglomerado y arenisca de la Formación San Marcos (McKee *et al.*, 1990), que en esta área tiene un espesor de ~500 m, menor que el presente en el VSM (Figura 5-2). El conglomerado fluvial que subyace a la eolianita, a su vez, sobreyace en contacto erosivo también a capas marinas no fosilíferas de limolita y arenisca de cuarzo que presentan un espesor mínimo de 100 m (Figura 5-2). Charleston (1973) inicialmente había considerado a la arenisca y limolita como del Cretácico; sin embargo, McKee *et al.* (1990) las ubicaron posteriormente en el Jurásico Superior y las correlacionaron con las Capas Tanque Cuatro Palmas descritas para el área de VSM (Figura 5-2). Estas capas, en el mismo Potrero Colorado, al parecer muestran variaciones verticales hacia ambientes continentales ya que en este trabajo fueron reconocidas grietas de desecación con marcas de lluvia, restos de plantas e icnofósiles que pudieran ser huellas de dinosaurio.

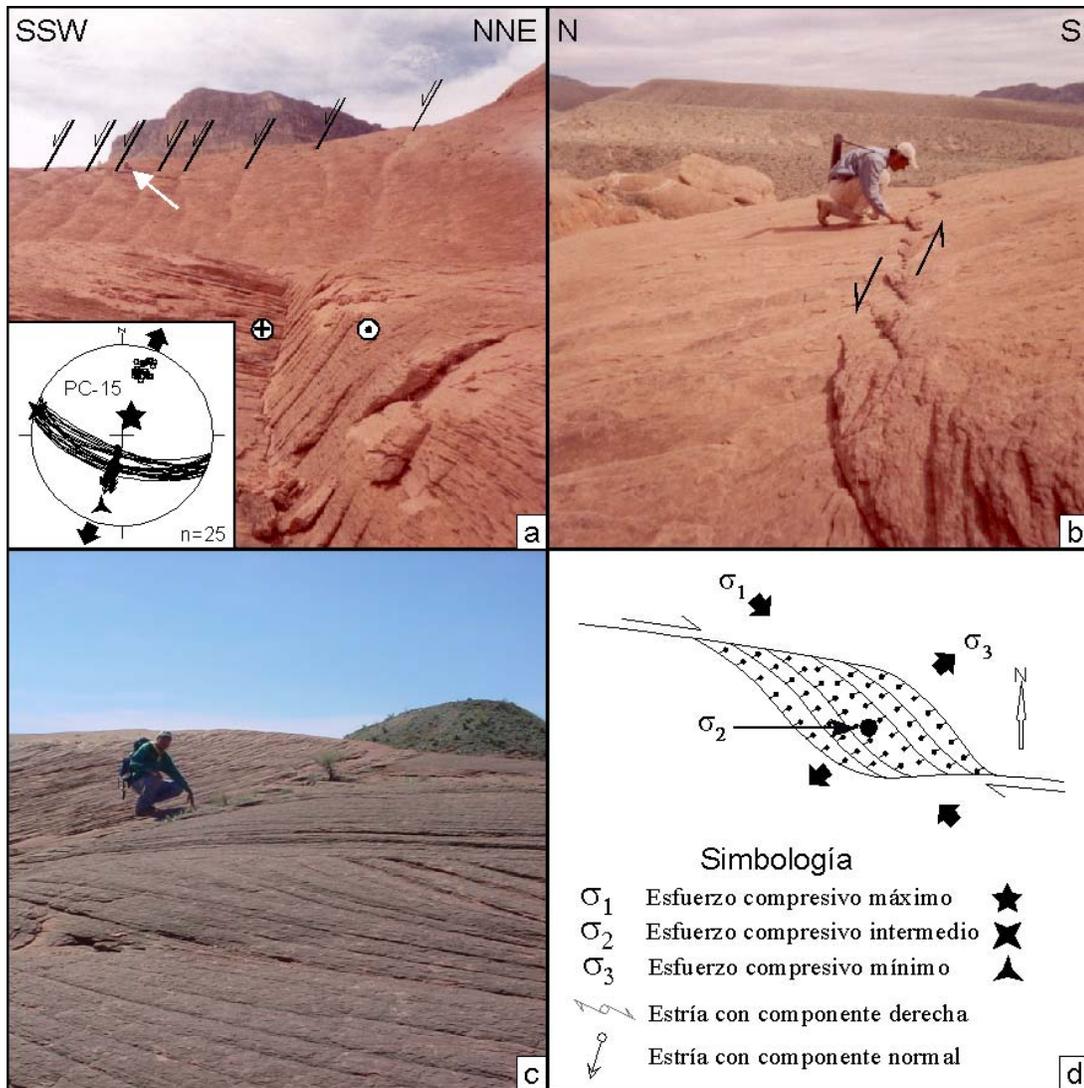


Figura 5-5 a) En la parte superior se observa un conjunto de fallas con arreglo en dominó. La inclinación de estas estructuras es aquella que se espera en fallas normales, pero el análisis de indicadores cinemáticos indica corrimientos dextrales más jóvenes sobre estas. Estas relaciones se interpretan como fallamiento normal inicial reactivado como lateral derecho; en la red se aprecia el rumbo, inclinación y las direcciones principales de los esfuerzos calculados para las fallas normales. La flecha blanca señala a una persona como escala en el horizonte, la clave PC-15 indica el número de la estación de fallas (ver Tabla 5-1 el tensor de esfuerzo calculado) y n: indica el número de datos de falla. b) fracturas *en echelón* que indican una cinemática izquierda local. Para algunos casos de las fallas laterales, se infirieron direcciones posibles de estrías con base en la orientación de los escalones de falla, por lo que los cálculos de las direcciones de los esfuerzos deben ser tomados con reserva, c) estratificación cruzada de gran escala en la eolianita de las Capas Colorado y d) modelo de *releasing bend* aplicable para las fallas normales y laterales derechas jurásicas de Potrero Colorado. La simbología que se muestra en esta figura aplica para todas las redes que se presentan en este trabajo.

Con base en lo descrito por McKee *et al.* (1990), es claro que la inferencia de que la eolianita sea del Jurásico Superior se apoya en que subyace a la Formación San Marcos, la cual descansa sobre las Capas Tanque Cuatro Palmas que contienen amonites del Titoniano en el VSM. La importancia estructural de las Capas Tanque Cuatro Palmas y Capas Colorado, que subyacen a la Formación San Marcos en Potrero Colorado, radica en que presentan fallas con indicadores cinemáticos como escalones de falla y fracturas *Riedel* que permiten interpretar la cinemática del fallamiento del Jurásico Tardío en la parte central de Coahuila. Es importante aclarar que las superficies de falla en ocasiones no muestran superficies estriadas, debido a que las areniscas son poco cementadas; en muchos de los casos la dirección y el sentido del movimiento fue inferido con base en el arreglo de los escalones de falla y de las fracturas *Riedel* reconocidas en los planos de falla. Por otro lado, es importante señalar que las fallas son exclusivas de estas capas ya que no afectaron a las rocas más jóvenes. Un dato adicional importante es que las fallas laterales derechas que retoman a planos de falla normal en las rocas jurásicas, no están presentes dentro de la Formación San Marcos; es decir, son más antiguas que el depósito de la Formación San Marcos.

La limolita y arenisca del Jurásico Superior de Potrero Colorado, que subyacen al paquete de conglomerado y a la eolianita, al igual que esta última, presenta el mismo sistema de fallas normales (Figura 5-7a). Es importante mencionar que parte, sino es que toda, de la deposición de la limolita y la arenisca de las Capas Tanque Cuatro Palmas de Potrero Colorado, ocurrió durante fallamiento normal y lateral derecho activo. Lo anterior, se corroboró al identificar en muchos de los casos mayores espesores de sedimentos en los bloques hundidos de las fallas (Figura 5-7a); en esta misma figura se observa un paleorelieve en limolita litificada, cortada por fallas normales, que fue cubierto por arenisca de cuarzo que muestra rasgos de asentamiento local de los sedimentos. Las fallas antiguas en la limolita, al parecer, propagaron desplazamientos menores sobre la arenisca después de su depósito (Figura 5-7a). Otro rasgo muy característico es que varias de las zonas de falla sinsedimentaria muestran rasgos de licuefacción (*i.e.* caso de fallas laterales derechas), lo que apoya la hipótesis de que el fallamiento ocurrió aún cuando parte de los sedimentos presentaban saturación de agua o escasa litificación, esto porque se observan zonas de deformación con mezcla de sedimentos sin rasgos de deformación frágil (Figura 5-7b). Las

fallas que principalmente muestran rasgos de licuefacción corresponden a fallas laterales derechas que al parecer actuaron alternadamente con las fallas normales (Figura 5-7b).

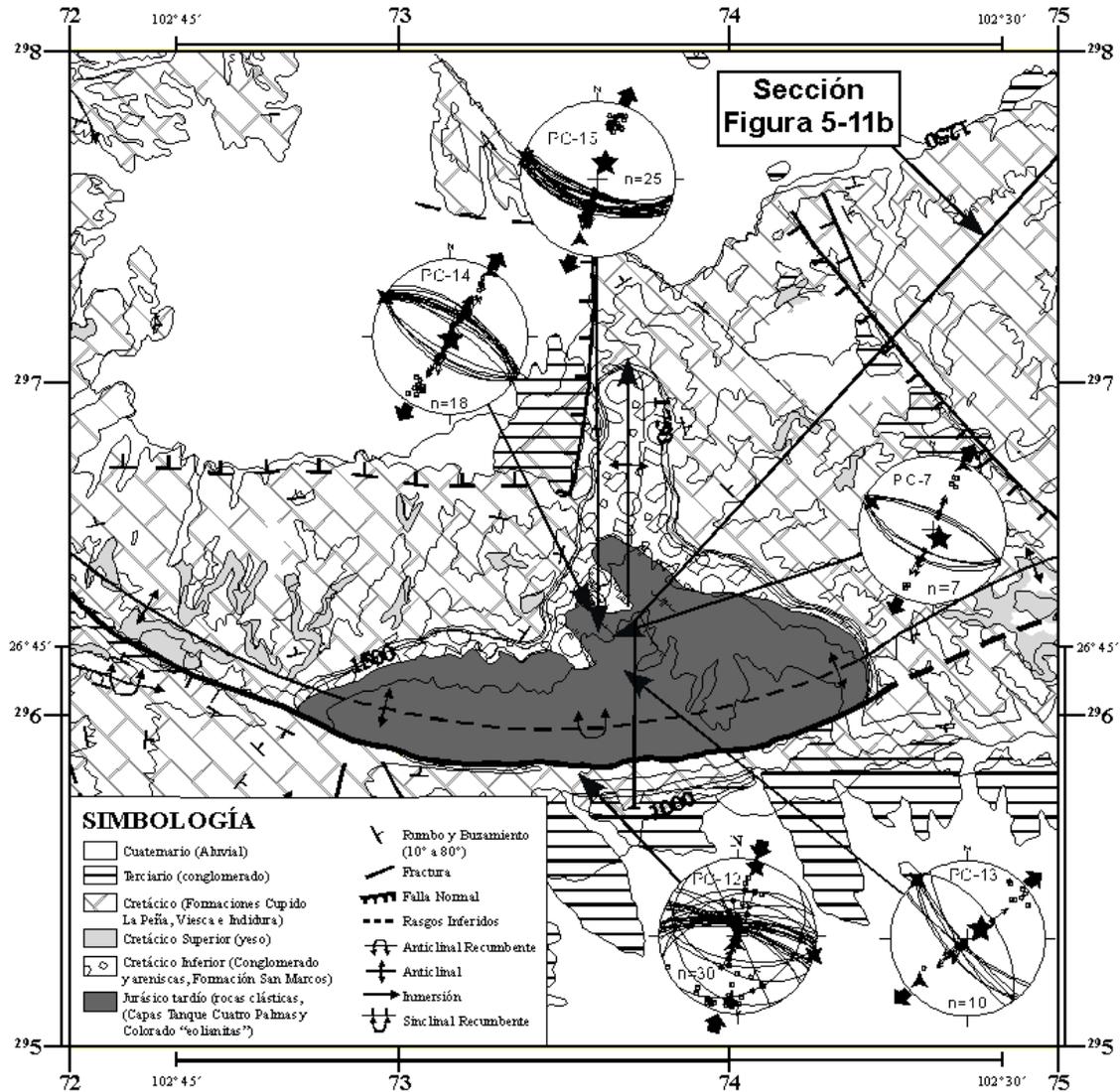


Figura 5-6 Mapa geológico simplificado de Potrero Colorado empleado para ubicar las estaciones de fallas documentadas en esta zona. La localización de esta área se muestra en la Figura 5-1.

En la eolianita se presentan rasgos bien definidos que detallan la geometría 3D de las fallas e indicadores cinemáticos del fallamiento en el Jurásico Tardío. En estas se identificó un fallamiento normal con arreglo en dominó, con rumbo NW-SE e inclinación hacia el SW (Figura 5-5a); lo que llama la atención de estos planos de falla es que la zona de falla debió ser cementada y posteriormente reactivada, ya que las fallas presentan escalones de falla con fracturas *Riedel* bien desarrolladas que indican desplazamiento menor de tipo lateral derecho (Figura 5-5a). Además, en la eolianita también se reconocieron varias fracturas menores con arreglo *en echelón* (Figura 5-5b), que sugieren una cinemática izquierda local; sin embargo, por mucho la cinemática derecha en las fallas es ampliamente predominante en la zona.

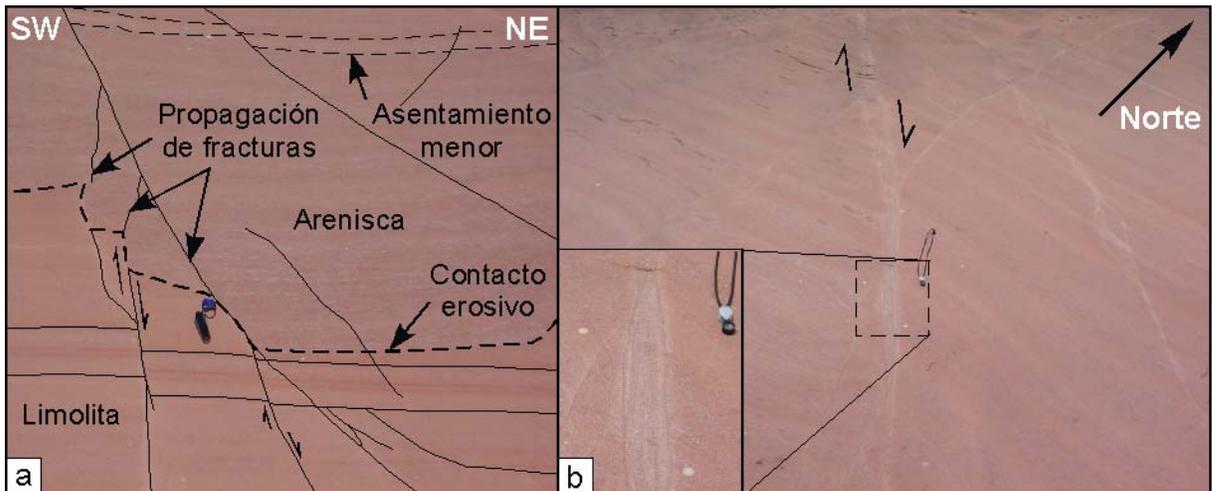


Figura 5-7 a) fallas normales que cortan el contacto entre limolita y arenisca de cuarzo de las Capas Tanque Cuatro Palmas en Potrero Colorado; nótese que la arenisca fue depositada después del fallamiento normal y posteriormente ocurrió la propagación de fracturas menores dentro de la arenisca a partir de las fallas normales más antiguas, así como asentamientos menores de los sedimentos; cerca del centro de la fotografía se muestra una navaja como escala. b) Falla lateral derecha en la limolita y arenisca de cuarzo de las Capas Tanque Cuatro Palmas que muestra que la falla al parecer ocurrió aún cuando los sedimentos estaban saturados de agua o presentaban baja litificación.

La familia de fallas laterales derechas producto de la reactivación de fallas normales localmente más antiguas (Figura 5-5a), no puede ser utilizado en el sentido estricto para calcular un tensor de esfuerzos, debido a que son fallas que retomaron planos pre-existentes. Sin embargo, se infiere que un acortamiento en la zona cercanamente NW-SE pudo haber generado la reactivación de las fallas normales con componente lateral derecha (Figuras 5-5a y 5-5d). Los planos normales reactivados como fallas laterales ocurren abundantemente en la eolianita Capas Colorado y en el paquete de arenisca y limolita de las Capas Tanque Cuatro Palmas. Adicionalmente, cerca del afloramiento con fallas en arreglo tipo dominó, se identificó una pared de roca dentro del paquete de eolianita que muestran el desarrollo de estructuras tipo fosas y pilares, cubiertos por sedimentos eólicos más jóvenes, los cuales se consideran en este trabajo como una evidencia más de que la zona experimentó extensión en el Jurásico Tardío en dirección NNE-SSW (Figuras 5-8a y 5-8b).

La importancia del afloramiento de la figura 5-8, al igual que en la limolita y arenisca de cuarzo más antiguas, es que muestran que el fallamiento y sedimentación fueron contemporáneos, ya que las fallas son sepultadas por sedimentos más jóvenes en la secuencia, y no cortan el contacto superior de esta unidad con la Formación San Marcos. La imagen en dos dimensiones del fallamiento normal conjugado observado en este afloramiento, sugiere en primera instancia que ocurrió compresión mínima en dirección NNE-SSW a NE-SW. Sin embargo, existe un número importante de fallas laterales derechas que cortan o retoman a los planos con arreglo conjugado de fallamiento en las Capas Tanque Cuatro Palmas y las Capas Colorado. Lo anterior, sugiere que el fallamiento en el Jurásico Tardío fue complejo y que involucró desplazamiento normal primero, litificación en parte de estas zonas de falla, y fallamiento lateral derecho alternado con desplazamientos de escala centimétrica a métrica a través de estas discontinuidades, desarrollando en su etapa temprana fracturas *Riedel*.

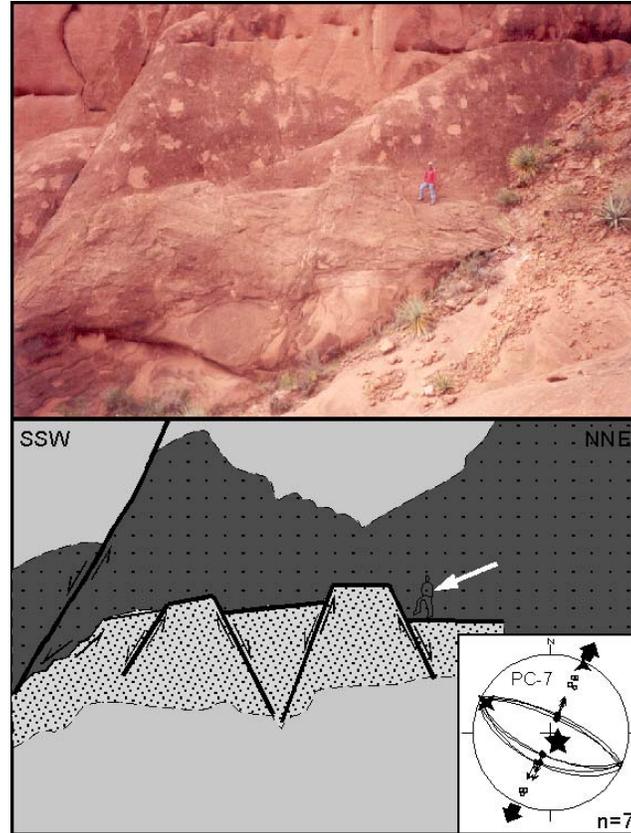


Figura 5-8 Fosas y pilares en las Capas Colorado del Jurásico Tardío en Potrero Colorado. En la fotografía superior el afloramiento, en la parte inferior el dibujo muestra las relaciones de contacto y fallas reconocidas y, en la parte inferior derecha, la red estereográfica que muestra la dirección de compresión mínima NNE para estas fallas normales. Nótese que algunas de las fallas que forman arreglo de pilares y fosas en el centro del diagrama no cortan los estratos más jóvenes, mientras que la falla mayor al SSW desplaza a toda la secuencia. La falla mayor al SSW corresponde a una falla Neocomiana que corta el contacto entre la eolianita y la Formación San Marcos, mientras que las fallas menores en el centro de la fotografía se interpretan como evidencias de fallamiento sin-sedimentario del Jurásico Tardío. La flecha blanca en el dibujo inferior señala a una persona como escala. Los tonos diversos en el dibujo muestran contactos internos entre diferentes direcciones de estratificación cruzada en las Capas Colorado. PC-7 indica clave de estación de fallas y n: número de datos colectados en este sitio.

La integración de estos dos sistemas de fallas, operando alternadamente, puede ser explicado como resultado de la operación de una zona de *releasing bend* sobre la traza de la FSM para el área de Potrero Colorado durante un tiempo pre-Titoniano o quizás en el mismo

Jurásico Tardío, en el que pudo ocurrir compresión máxima ~NW-SE y compresión mínima NE-SW (Figuras 5-5d y 5-6).

Las relaciones entre las fallas (normales y laterales derechas) documentadas en Potrero Colorado para el Jurásico, se consideran en este trabajo como evidencias de mayor peso para sugerir que es más probable que, en un tiempo pre-Titoniano o inclusive en el mismo Jurásico Tardío, esta zona pudo haber operado como un *releasing bend* dextral sobre la traza de la FSM. Esta sugerencia se apoya principalmente en que las evidencias de estructuras sedimentarias primarias claras como lo es la estratificación, y de las fallas reconocidas en Potrero Colorado, tienen prioridad en la interpretación con respecto a las estructuras sedimentarias primarias poco claras y a la ocurrencia de pliegues en VSM, que sugerirían en primer instancia que esta zona podría corresponder a una zona de *restraining bend* sinistral, es decir totalmente opuesta a lo que se observa en Potrero Colorado.

Es importante mencionar que el doblez de la FSM cerca de Potrero Colorado es similar al presente en VSM. Sin embargo, las fallas normales y laterales derechas presentes en Potrero Colorado contrastan abruptamente con los pliegues observados en la zona de doblez de la falla en VSM. Por lo anterior, sugerir un origen de estas estructuras bajo las mismas condiciones de esfuerzos en la corteza para un tiempo específico es incongruente. En este trabajo se considera que el fallamiento normal y lateral derecho, que actuó alternadamente durante la sedimentación de las Capas Tanque Cuatro Palmas y la eolianita Capas Colorado, en Potrero Colorado, son más concluyentes en cuanto al tiempo y cinemática de la deformación, que lo que pueden documentar las estructuras observadas en VSM. Con base en lo anterior, se sugiere que la FSM pudo haber actuado con una componente lateral derecha menor en un tiempo pre-Neocomiano; mientras que las estructuras plegadas con rotación horaria de 80 a 90° (Arvizu-Gutiérrez, 2003 y Molina-Garza *et al.*, 2003), presentes en la zona de doblez de la FSM en VSM, se sugiere pudieron haber sido producto de acortamiento y rotación durante la deformación laramídica compleja que experimentó la zona en el Paleógeno.

5.4 Reactivaciones de la FSM

5.4.1 PRIMER ETAPA: Reactivación del Cretácico Temprano

El primer evento de reactivación de la FSM ocurrió en el Neocomiano y fue documentado por McKee *et al.* (1990) a lo largo de toda la traza de la FSM por la ocurrencia de un nuevo paquete clástico que, a diferencia de la secuencia pre-Neocomiano del VSM, este es de ambiente continental y corresponde a la Formación San Marcos. La Formación San Marcos es predominantemente fluvial y también existen depósitos eólicos a fluviales en su base en Potrero Colorado; el cambio de ambiente de depósito en el Neocomiano también es evidente por la ocurrencia de depósitos aluviales y de planicie de inundación en Sierra Mojada (Figura 5-2). Por el cambio drástico de ambiente de depósito McKee *et al.* (1990) interpretaron que la FSM debió tener una reactivación con componente normal importante a escala regional, sugiriendo un ajuste isostático como causa potencial. Otro dato importante es que este evento coincide con lo que Goldhammer (1999) y Eguiluz (2001) definen como un cambio eustático global reconocido en todo el noreste de México (alrededor del Bloque de Coahuila y dentro de la misma Cuenca de Sabinas), el cual define el límite de una supersecuencia deposicional de segundo orden (Goldhammer, 1999). Nuevamente, en esta tesis, se documentaron fallas normales que actuaron en el Neocomiano, no reportadas aún en la literatura, que apoyan la ocurrencia de levantamientos importantes que alteraron drásticamente la sedimentación en la parte central de Coahuila.

Al igual que el fallamiento normal y lateral dextral del Jurásico Tardío, las fallas normales del Neocomiano asociadas al depósito de la Formación San Marcos, fueron también solamente documentadas en Potrero Colorado. Lo anterior, porque en las localidades de Sierra Mojada y VSM no está expuesto el contacto entre las rocas del Jurásico Superior y el conglomerado de la Formación San Marcos como se observa en Potrero Colorado (Figura 5-9).

Se revisó en detalle el contacto entre la eolianita Capas Colorado y la Formación San Marcos, observándose fallas normales con saltos de decenas de metros (Figura 5-9a), hasta unos pocos metros (Figura 5-9b). También se encontró una familia de fallas normales con arreglo en dominó con bloque hundido hacia el suroeste (Figura 5-9c). Algo muy importante,

que fue corroborado en campo, es que estas fallas que cortan claramente el contacto entre la eolianita y el paquete clástico de la Formación San Marcos, no cortan el contacto superior de la Formación San Marcos con la Formación Cupido, la cual está compuesta por carbonatos marinos de facies arrecifales del Hauteriviano-Barremiano (Figuras 5-6 y 5-9), debido a que las fallas fueron sepultadas durante el depósito de la parte superior de la Formación San Marcos. Por lo anterior, estas rocas restringen el tiempo de desplazamientos normales importantes sobre la FSM al Neocomiano.

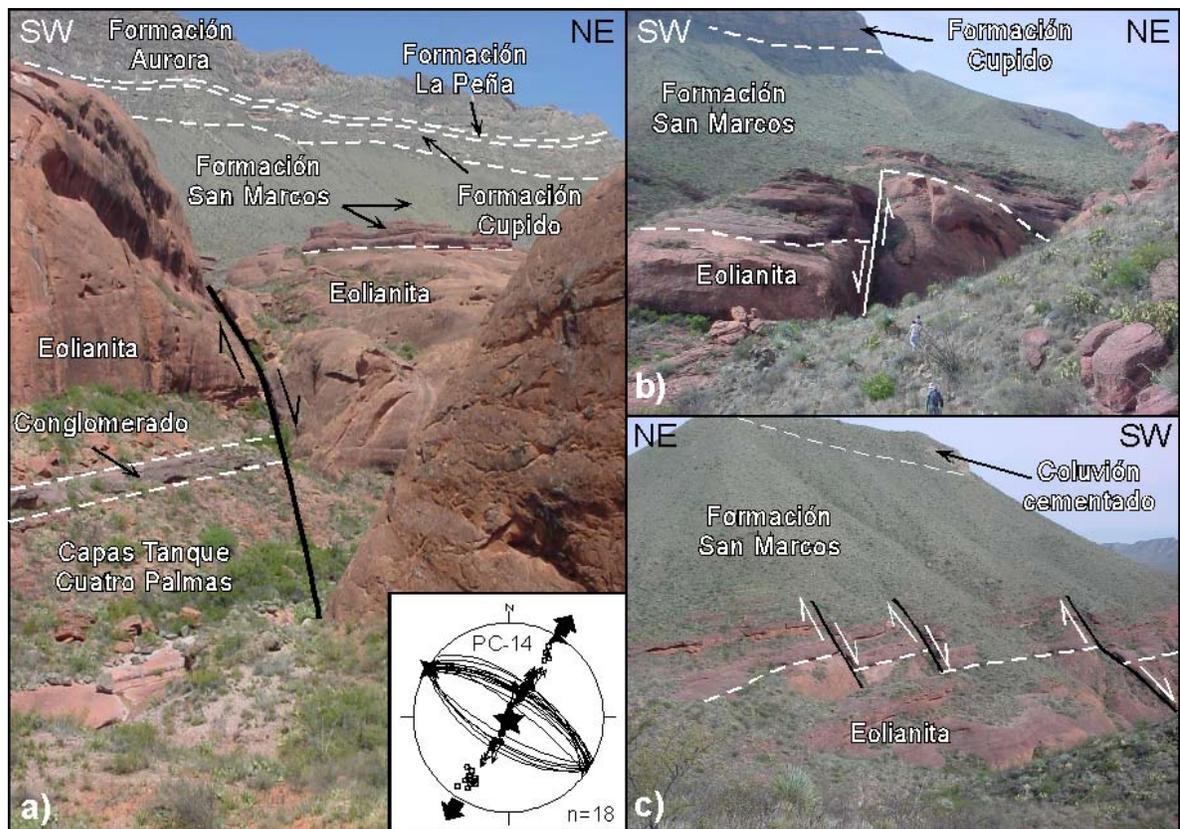


Figura 5-9 Fallas que cortan el contacto entre las Capas Colorado y la Formación San Marcos al noroeste de Potrero Colorado. a) falla normal con salto de falla superior a 10 m y bloque caído hacia el NE, b) falla normal con bloque caído hacia el SW; esta falla con la de “a” forman una fosa tectónica y, c) arreglo de fallas normales en dominó con saltos de pocos metros y bloques caídos hacia el SW. Ninguna de estas fallas corta el contacto entre las Formaciones San Marcos y Cupido. La red estereográfica en “a” muestra las direcciones de compresión mínima obtenidas para este grupo de fallas. Las líneas blancas punteadas delimitan contactos litológicos.

Las fallas normales con rumbo NW-SE que se observaron cortando el contacto entre las Capas Colorado (eolianita) y la Formación San Marcos, definen direcciones principales de compresión mínima NE-SW (Figura 5-9; sitios PC-13 y 14; Figura 5-6 y Tabla 5-1). Con base en lo anterior, se fortalece la interpretación de que hubo un período de extensión en el Cretácico Temprano, que hizo actuar a la FSM como una falla normal, tal y como sugirieron McKee *et al.* (1990) con base en su estudio estratigráfico. Con lo anterior, se han documentado los elementos estructurales que fortalecen la hipótesis de un evento de extensión importante que contribuyó al crecimiento de la Cuenca de Sabinas durante el Neocomiano.

5.4.2 SEGUNDA ETAPA: Reactivación “Laramide” del Paleógeno

Las estructuras que documentan deformación del Paleógeno son muy comunes sobre la traza de la FSM y dentro de todo el CPC (Figura 5-1). Este evento de deformación corresponde a la orogenia Laramide durante la cual la FSM tuvo una segunda reactivación importante, pero ahora con una componente inversa. Durante este período de reactivación de la FSM, otras fallas secundarias a la FSM fueron también invertidas así como la misma Cuenca de Sabinas.

5.4.2.1 Plegamiento Laramide

El plegamiento de las rocas sedimentarias marinas mesozoicas sobre la traza de la FSM es complejo, ya que existen cambios fuertes en la orientación de ejes de pliegues, los cuales presentan arreglos cercanamente perpendiculares entre sí (Figura 5-10). En la zona se presentan casi exclusivamente anticlinales tipo *drape* (Figuras 5-10, 5-11a y 5-11b). Una excepción existe al nor-noroeste del VSM, la Sierra de San Marcos Pinos está compuesta por dos anticlinales que pasan de ser anticlinales inclinados a ligeramente recostados hacia el WSW, los cuales contienen un sinclinal apretado; particularmente estos anticlinales indican transporte tectónico hacia el WSW, presentan inmersión hacia el NNW y unen sus ejes para formar una sola estructura en dirección SSE hacia el VSM, donde el núcleo del anticlinal está erosionado exponiendo principalmente a rocas de la Formación San Marcos (Figura 5-3).

Se interpreta que el eje del anticlinal de la Sierra San Marcos Pinos fue truncado en su extensión SSE por deformación asociada con la reactivación inversa de la FSM, en la fase tardía de la deformación Laramide durante el Paleógeno (Figura 5-3). Detalles sobre el origen y estilos de deformación de la primera fase de la deformación Laramide en la zona, están fuera del alcance de este trabajo, por lo que se citan solo las relaciones de corte entre las estructuras, haciéndose énfasis únicamente sobre el tipo de movimiento de la FSM durante este tiempo, sus relaciones de corte fundamentales y las estructuras que generó.

La Sierra el Granizo está compuesta por un apilamiento de rocas calcáreas del Cretácico Superior controlados por pliegues por doblez de falla con rumbo WNW que indican transporte tectónico hacia el NNE, correspondientes a la primera fase de deformación en la zona, los cuales al igual que el anticlinal de la Sierra San Marcos Pinos fueron cortados durante la reactivación inversa de la FSM, yuxtaponiendo rocas clásticas del Jurásico con rocas del Cretácico Superior de la Sierra El Granizo (Figuras 5-3, 5-11a y 5-12). La reactivación inversa de la FSM habría generado un basculamiento de $\sim 30^\circ$ hacia el noreste de toda la secuencia jurásica y cretácica dentro del VSM y la Sierra de San Marcos Pinos al noreste, respectivamente (Figuras 5-3, 5-11a y 5-12). Además, cizalla simple intensa entre las rocas jurásicas y cretácicas en la parte noreste de la Sierra El Granizo, provocando arrastre y basculamiento de toda la secuencia hacia el suroeste (Figura 5-11a).

Por otro lado, la Sierra La Fragua es un anticlinal asimétrico (tipo *drape fold*; Figura 5-11-b), poco erosionado de su núcleo y con un rumbo \sim WNW-ESE. Su flanco sur cambia de inclinación de 30° S en el oriente hasta vertical o incluso invertido en la entrada de Potrero Colorado, al occidente. Este flanco del pliegue es un flanco complejo ya que, al igual que la Sierra El Granizo, presenta pliegues por doblez de falla menores que duplican localmente la secuencia (*i.e.* cañón El Mimbres; Figura 5-10b). Las fallas y pliegues dentro de este flanco indican transporte tectónico hacia el NNE y son interpretados como producto de la fase temprana de la deformación Laramide en la zona. El flanco norte del anticlinal se inclina suavemente hacia el NNE ($\sim 15^\circ$). El núcleo del pliegue está expuesto en Potrero Colorado, donde afloran arenisca y limolita correlacionables con las Capas Tanque Cuatro Palmas del Jurásico Superior del VSM, siendo estas las rocas más antiguas (McKee *et al.*, 1990).

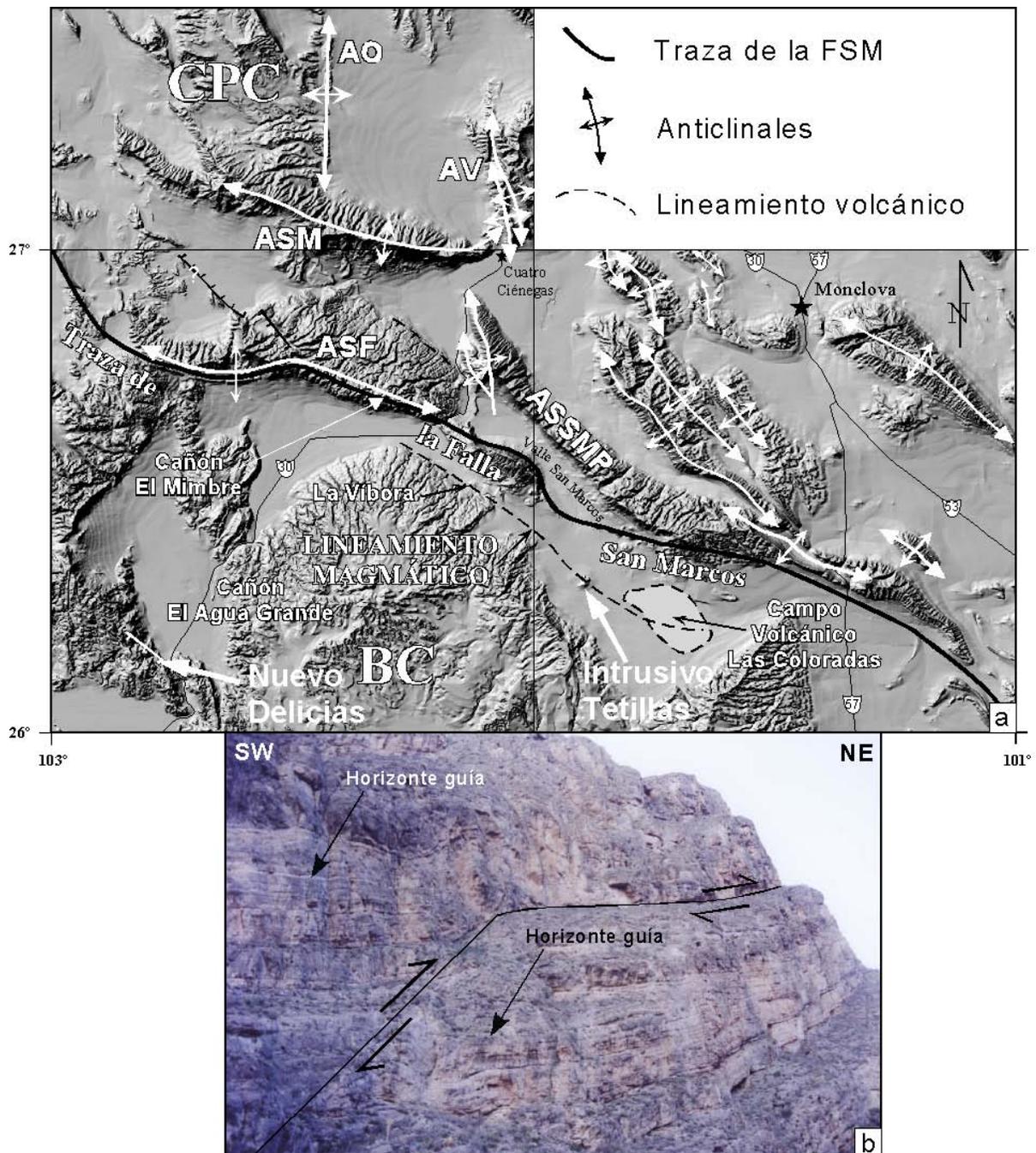


Figura 5-10 Arreglo casi perpendicular de ejes de pliegues en la parte suroeste del CPC. La línea punteada sub-paralela a la FSM al sur de esta, indica el lineamiento magmático al sur de la FSM. Este se obtiene al unir el cuello volcánico La Vibora, el intrusivo Las Tetillas y el Campo Volcánico Las Coloradas. Se desconoce la edad isotópica de estos cuerpos magmáticos, pero se cree que pueden ser del Plioceno con base en el nivel de erosión observado. Una excepción notable es el intrusivo Las Tetillas que se considera del Eoceno Tardío. ASF: Anticlinal Sierra La Fragua, ASSMP: Anticlinal Sierra San Marcos - Pinos, ASM: Anticlinal Sierra La Madera, AO: Anticlinal de Ocampo, AV: Anticlinal La Virgen, BC: Bloque Coahuila y CPC: Cinturón Plegado de Coahuila.

En Sierra Mojada la estructura es más compleja. La Sierra Planchada forma el flanco noreste de un anticlinal con buzamiento moderado hacia el noreste ($<30^\circ$), en la parte norte de la localidad de Sierra Mojada. Por otro lado, el flanco suroeste de la estructura anticlinal, compuesto por la Sierra Mojada, presenta fallamiento intenso y cabalgamiento de la secuencia del Cretácico Inferior (conglomerado de la Formación San Marcos, lutita y arenisca de la Formación La Mula y caliza de la Formación Cupido) sobre el Cretácico Superior (Formación Tamaulipas Superior; Figura 5-11c tomada de McKee *et al.*, 1990). Sin duda, es necesario un trabajo de campo más detallado para definir con certeza las relaciones estructurales y establecer la geometría de la estructura plegada presente en Sierra Mojada, Coahuila.

Los anticlinales de La Fragua y de San Marcos-Pinos, y muy probablemente la estructura en Sierra Mojada, corresponden a plegamientos complejos formados en dos fases durante el evento orogénico laramídico. En general, las sierras de La Fragua y San Marcos - Pinos parecen ser anticlinales/monoclinales tipo *drape* en los que el cambio de inclinación entre los flancos ocurre de forma abrupta, desarrollándose en un espacio muy estrecho un flanco vertical, mientras que el otro flanco tiene inclinaciones muy suaves y constituye la mayor parte de la estructura (Figura 5-11a y 5-11b). Los pliegues tipo *drape* se forman durante la inversión de fallas de basamento (Harding, 1985 y Buchanan and McClay, 1991). En el caso de estudio, las fallas antiguas del basamento y de las rocas jurásicas al parecer acomodaron desplazamientos normales y laterales menores entre el Jurásico y normales en el Cretácico Temprano. Después del relleno de las cuencas, ocurrió una fase de despegues sedimentarios generándose pliegues por doblez de falla (Figura 5-10b y 5-11a), los cuales precedieron a la inversión tectónica en la región que se caracterizó por la reactivación de fallas normales antiguas como fallas inversas de ángulo alto, que controlaron la generación de pliegues tipo *drape* con orientaciones variables que dependieron de la orientación de fallas reactivadas a la profundidad.

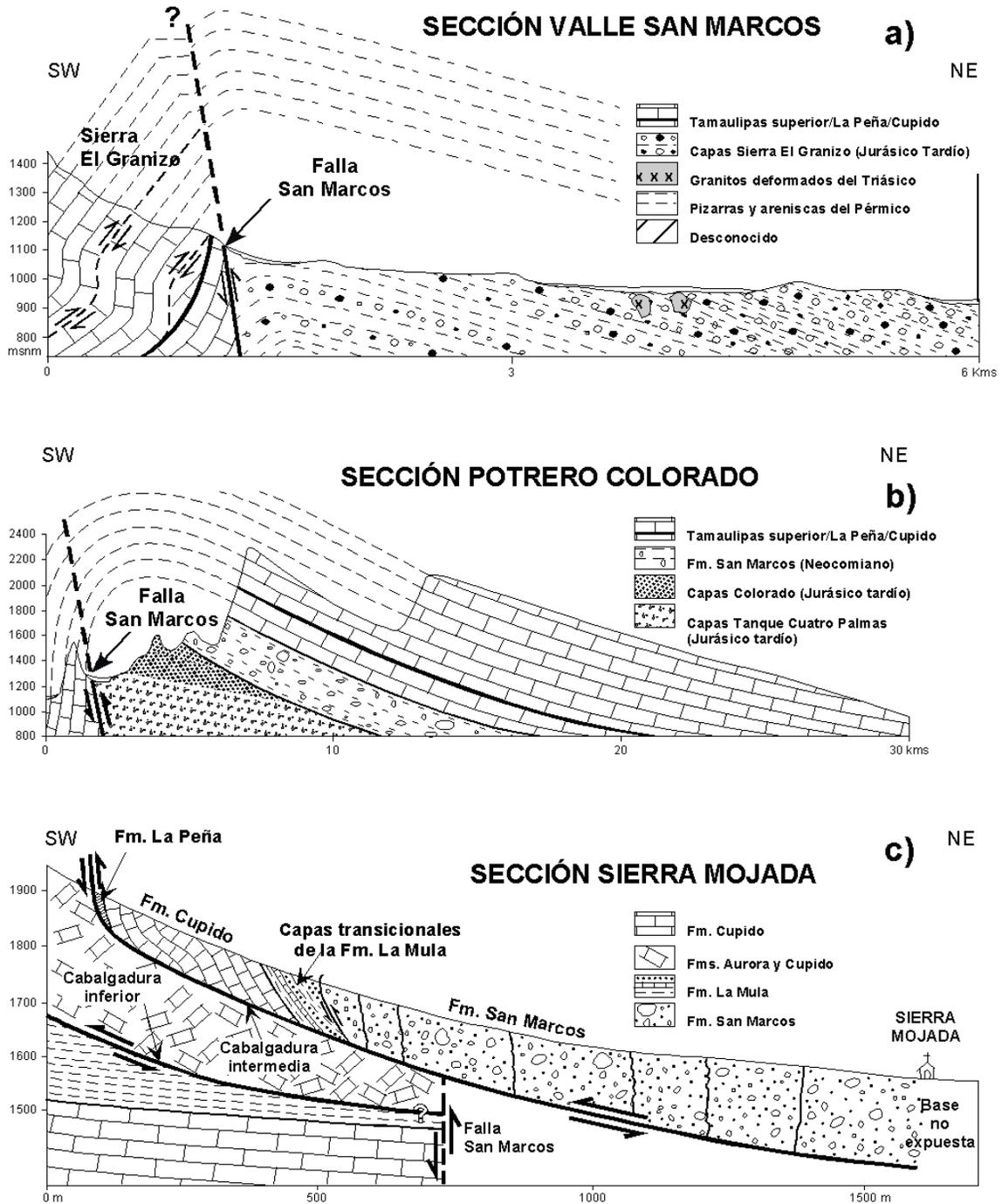


Figura 5-11 Secciones geológicas simplificadas que ilustran la geometría de los anticlinales asimétricos desarrollados sobre la traza de la FSM. Se cree que esta geometría fue controlada principalmente por la inversión tectónica del sentido de movimiento de la FSM durante la deformación laramídica. a) parte media de Valle San Marcos, localización de sección en Figura 5-3, b) sección del anticlinal asimétrico de la Sierra La Fragua a través de Potrero Colorado, localización de sección en Figura 5-6 y, c) sección geológica de Sierra Mojada (tomada de McKee *et al.*, 1990), localización de sección en Figura 5-1; msnm: metros sobre el nivel del mar.

5.4.2.2 Fallamiento Laramide en el Valle de San Marcos

La parte suroeste del VSM es la localidad donde se aprecia mayor diversidad de tipos de rocas y de edades de estas, debido a que están yuxtapuestas a través de varias fallas de ángulo alto inclinadas hacia el noreste. Este conjunto de fallas apoyan la idea de que la FSM no es un plano de falla simple, sino que más bien corresponde a una zona de falla amplia. Las fallas de ángulo alto del VSM representan límites entre bloques tectónicos que yuxtaponen rocas más antiguas y de composición diversa progresivamente hacia el centro del VSM (Figuras 5-3 y 5-12). La mayoría de estas fallas secundarias son de ángulo alto, lo cual es coherente en el modelo de generación de pliegues tipo *drape* por la inversión de fallas de basamento. En la parte suroeste del VSM existen al menos dos fallas secundarias que apoyan la idea de que el VSM fue levantado con respecto al Bloque de Coahuila durante la deformación Laramide en el Paleógeno.

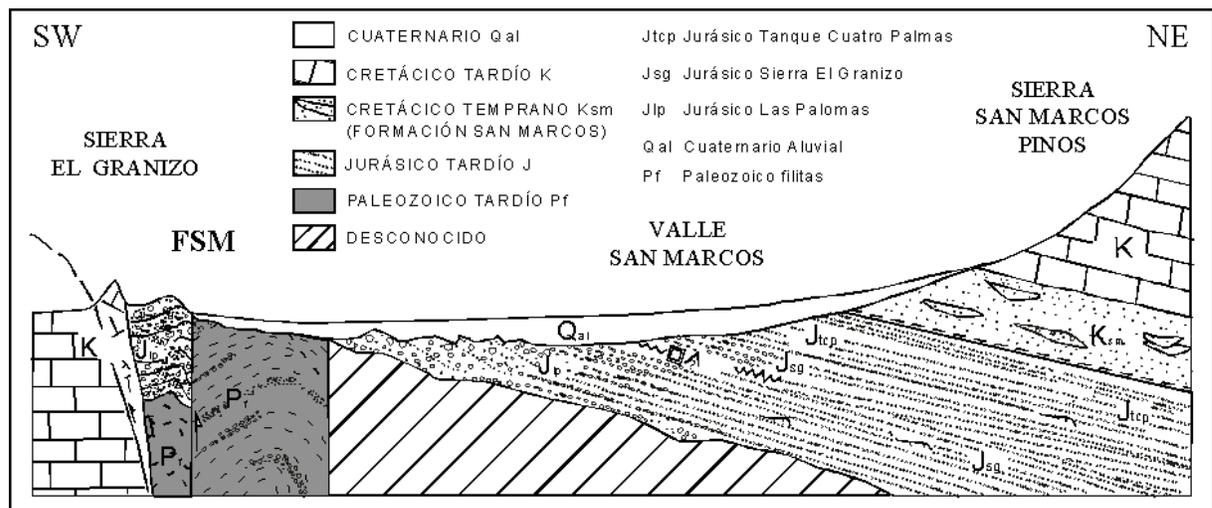


Figura 5-12 Sección geológica que ilustra el fallamiento vertical en el suroeste del VSM. Las rocas del Paleozoico Tardío son yuxtapuestas contra las del Jurásico Tardío y estas, a su vez contra las del Cretácico Tardío (Modificado de McKee *et al.*, 1990), localización de sección en Figura 5-3.

La falla localizada en la parte más interna del VSM (Figuras 5-3 y 5-12) pone en contacto a pizarra del Paleozoico Tardío con caliza de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano, así como con rocas clásticas del Jurásico Superior (Capas Las Palomas). La falla

que sigue al sur hacia la Sierra el Granizo, pone en contacto a las rocas clásticas del Jurásico Superior con la caliza de la Formación Tamaulipas Superior y, finalmente, la falla más al suroeste pone en contacto a la caliza Tamaulipas Superior con sedimentos marinos clásticos de grano fino de la Formación Indidura del Cretácico Superior cerca del Cerro El Granizo (Figuras 5-3 y 5-12).

Además de las fallas anteriores, durante este trabajo se documentó una serie de fallas menores sobre la traza de la FSM, que fueron también utilizadas para definir la cinemática de su segunda reactivación mayor durante la deformación Laramide. A continuación, se describen las direcciones de compresión máxima calculadas para las diferentes estaciones de fallas realizadas en el VSM.

Compresión máxima NNE a NE. Sobre la falda norte de la Sierra El Granizo, se realizaron tres estaciones de falla que en general definen una dirección de compresión máxima NNE a NE (sitio SG, LP-1 y CG; Figura 5-13 y Tabla 5-1). Solamente en la estación de fallas CG se obtuvo una dirección NE y corresponde a una estación de fallas realizada en rocas de la Formación Indidura, aproximadamente a 200 m al sur de la zona de doblez de la FSM descrita anteriormente, en el área de la terminación sureste de la Sierra El Granizo (sitio CG; Figura 5-13 y Tabla 5-1).

El fallamiento muestreado en la estación LP-1, al sur del ejido Las Palomas, corresponde a un sistema de fallas conjugadas inversas desarrolladas en la caliza Tamaulipas Superior (Figura 5-13), este fallamiento menor presenta un rumbo general paralelo a la orientación regional de la FSM. El rumbo promedio del fallamiento fue WNW-ESE, con direcciones de deslizamiento de los bloques cercanamente perpendicular al rumbo de las fallas. La orientación calculada de los esfuerzos principales para el sitio LP-1, refleja fielmente el tensor esperado para un fallamiento teórico ideal en el que se considera un sistema de fallas conjugadas inversas (orientación de σ_1 cercanamente horizontal, σ_2 horizontal en el eje de intersección de los pares conjugados de fallas y σ_3 en posición cercanamente vertical; Figura 5-13; Tabla 5-1). Lo anterior corresponde ampliamente con la teoría expuesta en el modelo de Anderson (1951) sobre el fallamiento de bloques

previamente no deformados, o en los que las superficies preexistentes tienen un efecto mínimo sobre el deslizamiento de bloques.

Una segunda estación de fallas fue realizada entre el Cerro El Granizo y la terminación sureste de la Sierra El Granizo (sitio CG; Tabla 5-1 y Figura 5-13), al sur de la zona de la zona de doblez de la FSM, en lutita y arenisca calcárea de grano fino de la Formación Indidura. En este afloramiento se colectaron datos de una serie de fallas menores, a ~200 m al sur de la zona de falla inversa de ángulo alto más joven que sobrepone a la caliza Tamaulipas Superior sobre la lutita y arenisca de la Formación Indidura. Al igual que en la estación del ejido Las Palomas (sitio LP-1), aquí también se observó un rumbo promedio del fallamiento WNW-ESE, con la presencia de pares conjugados de fallas inversas con direcciones de deslizamiento de los bloques perpendicular al rumbo de las fallas (*pitch* de ~90°), pero con menor abundancia del par conjugado de fallas buzantes hacia el suroeste (sitio CG, Figura 5-13).

Las direcciones principales de esfuerzo calculadas presentan una rotación horaria de 22° con respecto a la posición obtenida en el ejido Las Palomas (sitio LP-1; Figura 5-13 y Tabla 5-1), y una disminución en la inmersión de σ_1 y con σ_3 en posición más vertical en comparación con el sitio LP-1 (Tabla 5-1). Lo anterior, es muy probable que se deba al efecto de la zona de doblez de la FSM en esta zona.

Finalmente, una tercer estación de fallas fue efectuada más al noroeste sobre la traza de la FSM, justo sobre la falda norte de la Sierra El Granizo (sitio SG, Figura 5-13; Tabla 5-1), lugar donde McKee *et al.* (1990) indican que aflora la FSM, debido a la yuxtaposición del conglomerado del Jurásico Superior (Capas Sierra El Granizo) sobre caliza del Albiano de la Formación Tamaulipas Superior. En esta zona, se observó a la Formación La Peña (Aptiano) fuertemente cizallada separando a estratos verticales de la Formación Cupido, hacia el VSM, de estratos inclinados ~45° de la Formación Tamaulipas Superior.

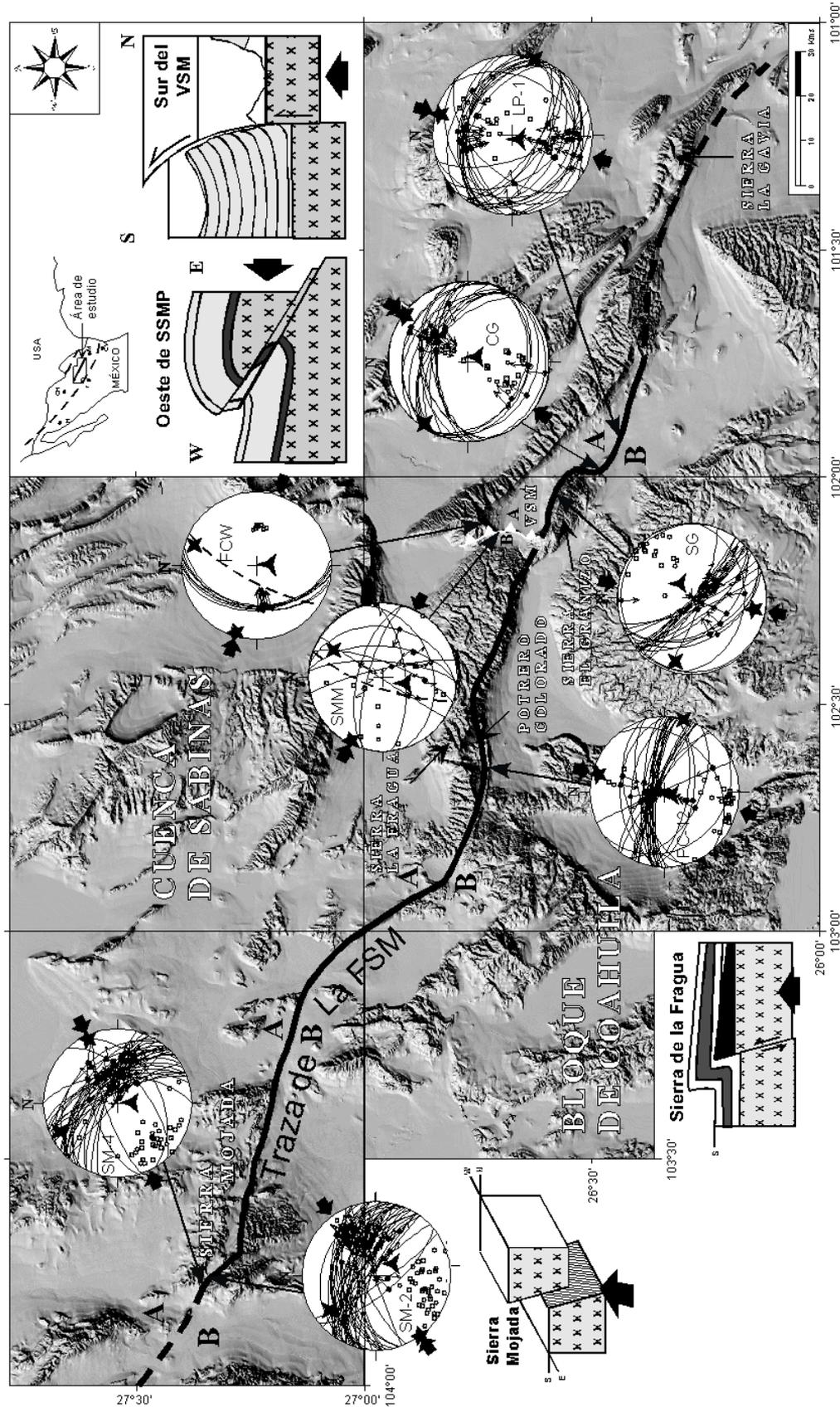


Figura 5-13 Modelo digital de elevación de la parte meridional del CPC y septentrional del Bloque de Coahuila. En él se muestra la localización de estaciones de falla realizadas sobre la traza de la FSM en este estudio y el análisis de los datos colectados. La información indica compresión máxima NNE a NE durante el Paleogeno. Los diagramas de la parte superior derecha e inferior izquierda ilustran el movimiento general del bloque de piso de la FSM durante la deformación Laramide. A: Bloque que asciende sobre el plano de falla durante la reactivación inversa laramídica y B: Bloque que baja sobre el plano de falla.

A diferencia de las estaciones en los sitios LP-1 y CG, aquí se colectaron principalmente fallas sobre la zona de cizalla vertical de la FSM y superficies de cizalla paralelas a la estratificación en el contacto Formación Cupido-La Peña. El número de fallas con orientaciones oblicuas a la estratificación colectadas en este punto ascendió a siete y, se distinguen por presentar inclinaciones suaves hacia el suroeste. El tensor de esfuerzos calculado indica una dirección de compresión máxima NNE con un σ_3 más vertical, influenciado por la deformación asociada con la reactivación vertical de la FSM que levantó al VSM sobre el Bloque de Coahuila. En la Figura 5-13 se muestra el dato promedio de la estratificación (círculo punteado) con el fin de mostrar el paralelismo de las fallas con ésta.

Se interpreta que el fallamiento de las estaciones LP-1 y SG, así como el fallamiento de ángulo bajo ($< 45^\circ$) muestreado en la estación SG, corresponden a fallas generadas durante la fase de acortamiento temprano de la deformación Laramide en la zona, caracterizado por despegues sedimentarios, mientras que el fallamiento inverso de ángulo alto de la estación SG corresponde fielmente a la deformación asociada a la inversión de la FSM en la fase tardía de la deformación Laramide. Se destaca que en ambos casos la dirección de compresión máxima es similar (Figura 5-13 y Tabla 5-1).

Compresión máxima WNW. Debido al cambio claro de rumbo de WNW a casi N-S de la Sierra San Marcos - Pinos (Figuras 5-3 y 5-10) y a la identificación de una variación fuerte en la inclinación de la estratificación de las capas de la Sierra La Fragua (horizontales), con respecto a las capas de la parte oeste de la Sierra San Marcos - Pinos (casi verticales), se realizó una búsqueda de fallas sobre el flanco oeste del anticlinal de la Sierra de San Marcos - Pinos. Sobre esta zona se hicieron dos estaciones de fallas en las que se determinó una consistencia clara en las direcciones de los ejes principales de esfuerzo, determinándose que σ_1 presenta una dirección prácticamente perpendicular (WNW) a la obtenida en las estaciones realizadas sobre la pared sur-suroeste del VSM, en el área de la Sierra El Granizo (*i.e.* σ_1 NNE; Figura 5-13, Tabla 5-1).

Tabla 5-1 Valores de las componentes principales de los tensores de esfuerzos determinados por la técnica de inversión de datos de estrías de falla utilizando el programa INVD de Angelier (1990). Los datos de estrías fueron colectados en estructuras en o cerca de la traza de la FSM.

Localidad	Formación	Tipo de falla	Sitio						RUP		
					σ_1	σ_2	σ_3				
PC	CTCP	Normal	PC-13	1	73/051	01/319	17/228	0.267	10	21	A
PC	CC	Normal	PC-15	1	71/019	04/289	18/199	0.024	25	10	A
PC	CC	Normal	PC-7	1	78/143	10/295	05/026	0.840	7	30	A
PC	CC - SM	Normal	PC-14	2	87/173	02/301	02/031	0.766	18	27	A
PC	TS	Inversa	PC-12	3	16/012	02/102	74/199	0.673	30	28	A
VSM	TS	Inversa	LP-1	3	12/014	03/105	78/208	0.621	29	33	A
VSM	Indidura	Inversa	CG	3	03/036	06/306	83/150	0.559	22	24	A
VSM	TS	Inversa	SG	3	16/191	13/284	69/051	0.623	24	38	A
VSM	Cupido	Lateral/ Inversa	SMM	3	05/296	25/029	64/196	0.687	10	46	B
VSM	Cupido	Inversa	FCW	3	05/287	13/018	76/175	0.730	8	9	A
Sierra Mojada	La Mula	Inversa	SM-2	3	00/234	23/324	67/144	0.628	41	31	A
Sierra Mojada	La Mula	Inversa	SM-4	3	04/069	15/338	74/175	0.831	36	34	A
Delicias	Las Uvas-Basamento	Lateral	D-1	4	07/077	52/177	37/342	0.243	11	23	A
Tetillas	Unidad Externa	Lateral	LT-1	4	08/265	70/152	18/358	0.651	9	32	A
Tetillas	Unidad Externa	Lateral	LT-2	4	27/063	04/160	45/251	0.670	11	40	B
Delicias	Las Uvas-Basamento	Normal	D-2	5	70/328	11/090	16/184	0.296	23	38	B
Tetillas	Unidad Externa	Normal	LT-3	5	67/355	15/227	17/132	0.285	17	32	B
Tetillas	Unidad Externa	Normal	LT-4	5	72/020	10/141	15/234	0.342	29	25	B

T: Cronología del fallamiento (1: Jurásico Tardío, lateral izquierdo neoformado, 2: Cretácico Temprano, normal neoformado, 3: Paleógeno, inverso heredado durante el evento Laramide, 4: Terciario Medio a Tardío, lateral izquierdo heredado); σ_1 , σ_2 y σ_3 : ejes principales del tensor de esfuerzo (inmersión/rumbo en grados); ϕ : relación $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; N: Número de datos; RUP: Valor promedio en % del estimador de coherencia del programa de Angelier, para datos con RUP < 75%; Q: Calidad (A: Bueno, B: Regular, C: Pobre). TCP: Capas Tanque Cuatro Palmas, CC: Capas Colorado, SM: San Marcos y TS: Tamaulipas Superior.

La primera estación de fallas correspondió al sitio SMM y la mayoría de los datos colectados fueron de fallas oblicuas a la estratificación. Las estructuras están expuestas en la entrada de una obra minera, justo en el contacto entre las formaciones San Marcos y Cupido (Figura 5-13, Tabla 5-1). La dirección calculada del esfuerzo compresivo máximo σ_1 fue WNW con solamente 5° de inmersión. En esta zona se presenta un plegamiento apretado, el rumbo e inclinación promedio de las capas donde se realizó la estación de fallas es de 190°/55° (Figura 5-3). En esta área, donde la sierra se adelgaza, existe una zona de brecha

vertical con rumbo N-S que presenta un espesor importante de caliza de la Formación Tamaulipas Superior fuertemente trituradas y cizalladas, la cual se interpreta que corresponde a una zona de falla que controló el cambio de rumbo del eje de la Sierra San Marcos - Pinos de WNW a N-S (Figuras 5-3 y 5-10).

La segunda estación de fallas es el sitio FCW (Figura 5-13 y Tabla 5-1). Se colectaron datos de fallas inversas oblicuas a la estratificación. Las estructuras tienen rumbo N-S con inclinaciones de 30° a 40° W. La dirección calculada del esfuerzo compresivo máximo σ_1 fue también WNW con el mismo grado de inmersión que el sitio SMM (Figura 5-13). Otras fallas en la Formación Tamaulipas Superior, no medidas ni analizadas debido a la inaccesibilidad de la zona, fueron observadas en las partes altas del flanco oeste del anticlinal de San Marcos – Pinos, estas fallas indican también transporte tectónico hacia el oeste pero presentan ángulos de inclinación mucho más verticales hacia el este y orientación N-S.

Lo trascendente al comparar los resultados de los cálculos de paleotensores de esfuerzos en las paredes del VSM, es que las direcciones del esfuerzo compresivo máximo son cercanamente horizontales en cuanto a inmersión pero con direcciones perpendiculares entre sí; NNE para la pared sur del VSM y WNW para la pared oeste (Figura 5-13 y Tabla 5-1). El origen de estas relaciones perpendiculares de compresión será discutido más adelante.

5.4.2.3 Fallamiento Laramide en Potrero Colorado

Compresión máxima NNE. La compresión máxima NNE a NE es la mejor representada sobre la traza de la FSM en esta zona. A la entrada del rancho Potrero Colorado, parte sur del área, se realizó una estación de fallas en la que se colectaron datos en superficies de fallas paralelas a la estratificación y oblicuas a esta pero con ángulos de inclinación cercanos a la vertical (sitio PC-12; Figura 5-13 y Tabla 5-1) muy semejantes a los de la estación SG del VSM (Figura 5-13). En Potrero Colorado se observa en contacto casi vertical por falla a arenisca y limolita de las Capas Tanque Cuatro Palmas del Jurásico Superior con caliza y yeso del Cretácico (Figura 5-11b). La estación de fallas se realizó en la entrada sur de Potrero Colorado en caliza posiblemente del Albiano, la cual está intercalada con yeso que fluyó paralelo a la estratificación durante el acortamiento. Se piensa que el yeso

interestratificado con la caliza corresponde a cambios laterales de facies, justo en el borde de la Plataforma de Coahuila, donde se sabe se depositó la Formación Acatita compuesta principalmente por yesos, de la misma edad que las formaciones Viesca (facies arrecifal) y Tamaulipas Superior (facies de cuenca del Albiano; Eguiluz, 2001); en el área límite entre el Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas, donde las condiciones lagunares favorecieron el depósito de evaporitas.

El esfuerzo compresivo máximo (σ_1) tiene una inmersión de 16° y está orientado N 12° E (Figura 5-13, Tabla 5-1). El esfuerzo compresivo intermedio (σ_2) es horizontal y coincide con el rumbo de las fallas, mientras que σ_3 está en una posición cercana a la vertical. A pocos metros de donde se realizó la estación de fallas, en dirección hacia Potrero Colorado, afloran en contacto por falla inversa con ángulo muy vertical, limolita y arenisca de las Capas Tanque Cuatro Palmas y la caliza intercalada con yeso del Albiano. Esta zona de falla inversa casi vertical con inclinación hacia el norte, se interpreta aquí como la zona que representa a la superficie principal de movimiento vertical que controló la generación del pliegue tipo *drape* que compone a la Sierra La Fragua (Figuras 5-6 y 5-11b), y corresponde a la traza principal invertida de la FSM durante la fase tardía de la deformación Laramide en la zona.

5.4.2.4 Fallamiento Laramide en Sierra Mojada

Compresión máxima NE. La tercer y última localidad sobre la traza de la FSM en la cual se realizó un levantamiento de datos de fallas con movimientos interpretados como laramídicos es Sierra Mojada. Ahí se realizaron dos estaciones de fallas (sitios SM-2 y SM-4) sobre el cañón Palomas Negras, al noroeste de la localidad de Sierra Mojada. La dirección de compresión máxima calculada es NE y fue definida por un conjunto de fallas con rumbo WNW e inclinaciones promedio de 50° (sitio SM-2) y, otras con rumbo NW con inclinaciones más verticales (60°) en el sitio SM-4; las fallas son principalmente inversas oblicuas (*pitch* promedio de 60° al este; Figura 5-13).

Los datos de falla colectados en el cañón Palomas Negras correspondieron principalmente a fallas oblicuas que cortan a arenisca y otras rocas clásticas marinas de la

Formación La Mula. La posición de los ejes principales de esfuerzo reflejan una compresión máxima oblicua a la zona de traza principal de la FSM que en esta zona es WNW. La posición de σ_1 es cercanamente horizontal, σ_2 horizontal sobre el rumbo general del fallamiento y, σ_3 en posición cercanamente vertical (Figura 5-13 y Tabla 5-1). Sin embargo, el fallamiento inverso tiene ángulos que superan los 50°, por lo anterior se interpreta que la mayoría, si no es que todo el fallamiento en estas estaciones de falla, de estas fallas fueron generadas durante la reactivación inversa de la FSM en la fase tardía de la deformación Laramide en la zona.

5.4.3 TERCERA ETAPA: Fallamiento del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano

El fallamiento post-Laramide presente en la región de Coahuila no es abundante y tampoco altera de manera clara el relieve como sucede en el vecino estado de Chihuahua. De acuerdo a Aranda-Gómez *et al.* (2004a) existen al menos dos eventos de reactivación post-Laramide de la FSM en la región sureste de Chihuahua. El más antiguo ocurrió entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (14 - 5 Ma), y es interpretado con base en que se reconocieron pliegues sinclinales suaves, con inmersión hacia el sureste y orientados NNW. Los plegamientos se presentan en rocas volcánicas con edades entre ~32 y 14 Ma, que colindan al noroeste (Sierra Aguachile) y sureste (Sierra La Herradura) con el Campo Volcánico de Camargo.

Las estructuras plegadas y el Campo Volcánico de Camargo están sobre la traza sepultada de la FSM en el sureste de Chihuahua. Estos mismos autores sugieren que la FSM puede ser extendida quizás 300 km más hacia el noroeste hasta cerca de Aldama, Chihuahua, en donde a ~5 km al oeste de la sierra El Morrión hay otro sinclinal en rocas volcánicas.

De acuerdo a Aranda-Gómez *et al.* (2004a), los plegamientos y otras alteraciones en estructuras generadas durante el evento Cuencas y Sierras sucedieron durante un lapso de compresión mínima NW, documentada en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos de América entre 14 y 5 Ma. Al parecer, esta fase del evento de extensión reactivó la FSM con un corrimiento normal, pero con una componente lateral pequeña. Debido a la disposición geométrica del plano de falla de basamento, respecto a esta componente lateral

izquierda, se produjo acortamiento en algunas regiones, generándose estructuras aisladas que son congruentes con fallas laterales, de las cuales los sinclinales de Aguachile y La Herradura son la expresión más conspicua. Estos pliegues están orientados NNW, con inmersión hacia el SSE. Estructuras menores asociadas a los sinclinales, como fallas normales (sierras Aguachile y La Herradura) y fallas de corrimiento lateral (sintéticas y antitéticas en la sierra La Herradura) son consistentes con esta interpretación.

Con el objeto de documentar este fallamiento en la contraparte de la FSM en el estado de Coahuila, se exploraron: a) zonas donde las estructuras Laramide pudieron haber sido afectadas por esta reactivación de la FSM, b) trazas de otras fallas de basamento sobre el bloque de Coahuila que pudieron haberse reactivado en el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y, c) cuerpos intrusivos y rocas volcánicas jóvenes emplazadas después del evento Laramide que pudieran haber registrado estos eventos de reactivación menores ocurridos sobre la FSM en el sureste de Chihuahua.

Con respecto a las estructuras Laramide en el centro de Coahuila, estas parecen no haber sido afectadas de manera importante por las extensiones del Neógeno ya que la única localidad donde se observaron claramente zonas de brecha cortando a estructuras Laramide fue en el cañón El Mimbres, en la parte oriental del anticlinal de la Sierra La Fragua (Figuras 5-10 y 5-14). En esta área existe una zona amplia de brecha, con un espesor de casi 200 m (Figura 5-14a y 5-14b), que se presenta muy cerca de la charnela del anticlinal de La Fragua y continúa aproximadamente siguiendo su rumbo (ESE-WNW). En general, no se observan lineamientos estructurales regionales claros que desplacen a elementos estructurales laramídicos en la dirección del rumbo de la brecha, además de que esta zona amplia de brecha no continúa hacia el Este donde se levanta el anticlinal de la SSMP.

Las estructuras dentro del área de estudio que sugieren desplazamiento sobre la traza de la FSM y a las mismas estructuras laramídicas, corresponden a dos lineamientos NNW que Eguiluz (1984) define como la Falla Del Caballo (falla lateral izquierda) y Almagre (falla lateral derecha; Figura 5-1), las cuales junto con la Falla Juárez conforman a tres lineamientos transcurrentes que existen al oeste de Potrero Colorado y Sierra Mojada,

respectivamente (Figura 5-1). Consideramos que estas fallas efectivamente cortan a estructuras laramídicas generadas durante una fase temprana de la deformación, y que las fallas Del Caballo y Almagre corresponden a estructuras del basamento posiblemente reactivadas durante una fase tardía de la misma deformación Laramide. Estas fallas desplazan estructuras desde la parte occidental de la Sierra de Parras, como lo señala Eguiluz de Antuñano (1984), hasta estructuras de la parte noroeste y oeste de la Cuenca de Sabinas. Especulamos que estos lineamientos pudieron ser producto de reactivaciones de fallas de basamento de la fase tardía de la deformación Laramide, semejante a lo que se observa en las inmediaciones de Cuatrociénegas, Coahuila; la edad real de actividad de estas fallas se desconoce pero como muchas otras zonas de falla, en la parte central de Coahuila, también canalizan magmatismo del Terciario, sin haberse determinado aún si cortan o desplazan a este tipo de rocas (Figura 5-1).

Con respecto a la brecha mayor del cañón El Mimbres, esta presenta en su borde desplazamientos verticales claros que cortan a estructuras Laramide previas (Figura 5-14c). Sin embargo, interpretamos que estos desplazamientos verticales se generaron durante el mismo evento Laramide en la región, pero en la fase de deformación más joven, en la cual ocurrió la reactivación de fallas de basamento que generaron el plegamiento tipo *drape* en la zona.

En referencia a la reactivación de otras fallas de basamento sobre el Bloque de Coahuila, es importante destacar que se visitó una falla que corta al basamento cerca de la localidad de Nuevo Delicias en el cañón conocido como El Agua Grande. La falla tiene un rumbo NW e inclinación hacia el suroeste y dos familias de estrías sobre el plano de falla. Las estrías más antiguas están asociadas a indicadores cinemáticos de corrimientos izquierdos definidos por escalones de falla. Las estrías más jóvenes corresponden a un desplazamiento normal que presenta el desarrollo de fibras minerales de calcita. Esta falla corta a la secuencia del Cretácico Superior en la zona por lo que se piensa que la reactivación de esta falla debe ser de edad post-Laramide (Figuras 5-15a y 5-15b).

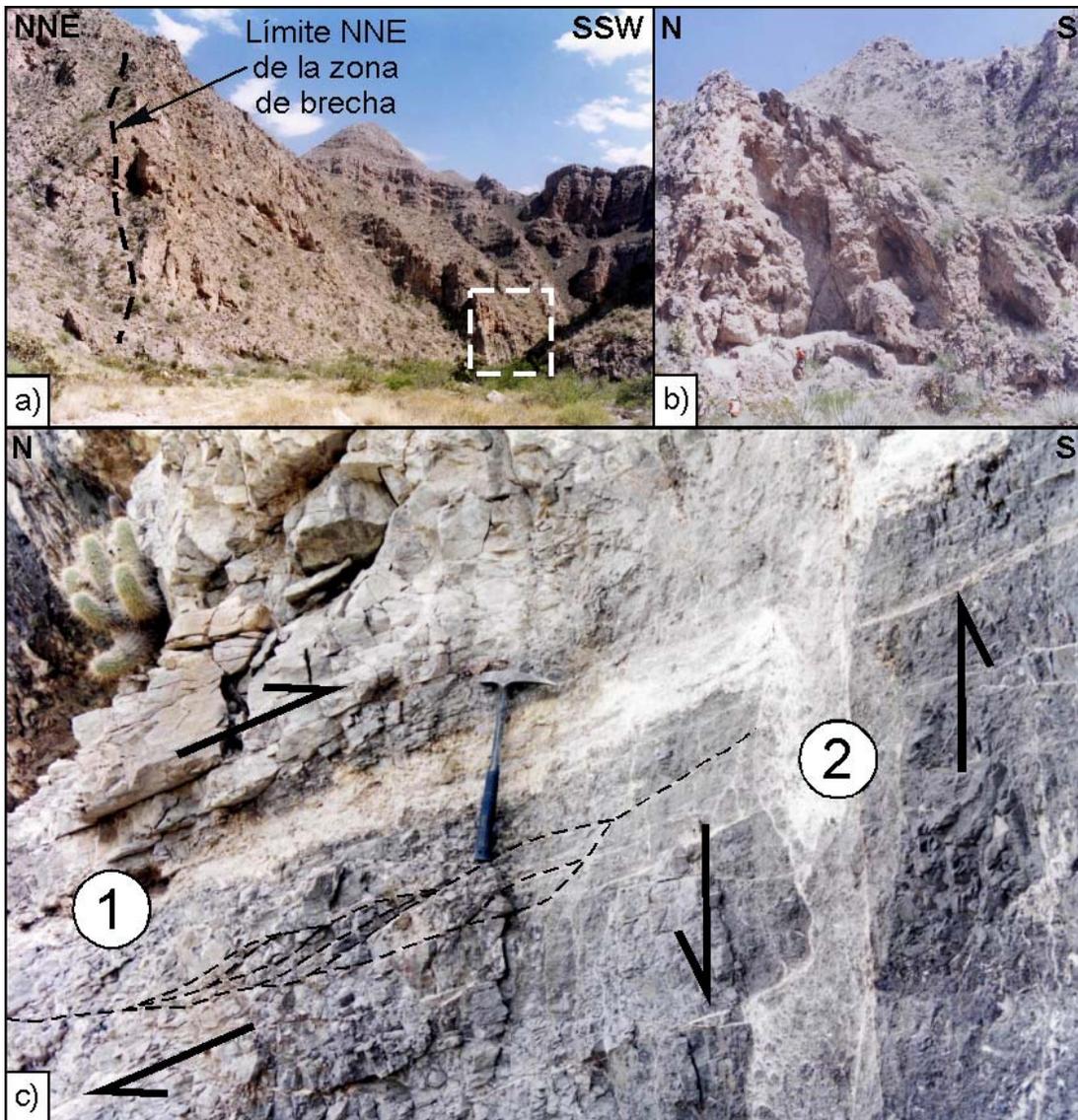


Figura 5-14 a) Zona de brecha vertical dentro de la caliza de la Formación Viesca con un espesor de casi 200, el recuadro inferior derecho corresponde al acercamiento presentado en “b”, b) Acercamiento de la zona de deformación y, c) Superficies de cizalla paralela a la estratificación (1) que es cortada y desplazada por zonas de brecha vertical (2) en el borde SSW de la brecha mayor. Se interpreta que estas estructuras representan a estructuras menores relacionadas con la primera (1) y segunda (2) fase de deformación en la Cuenca de Sabinas.

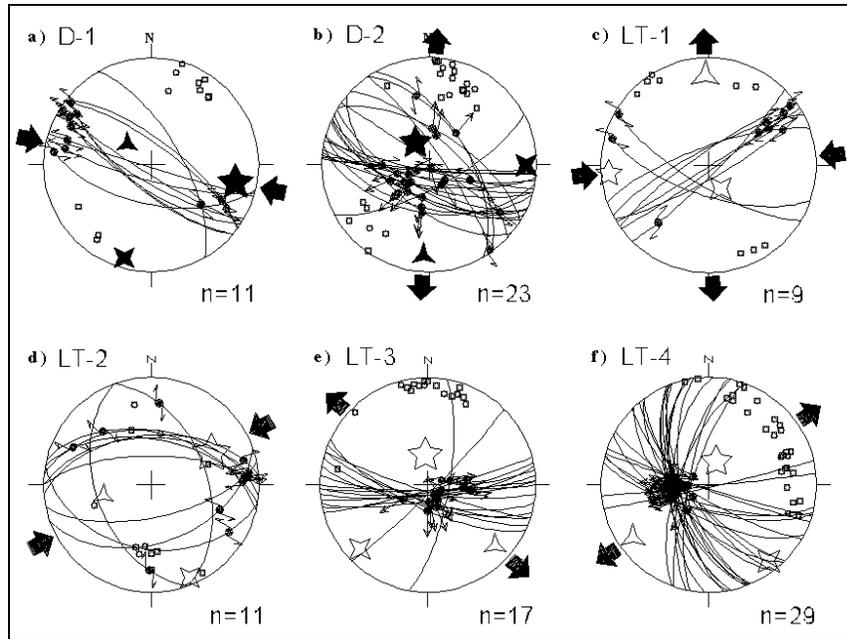


Figura 5-15 a) y b) Redes estereográficas que muestran la proyección de datos de falla colectados en el área de Nuevo Delicias, ver Figura 5-10 para ubicar localidad. a) Fallas laterales en granitos del basamento del Bloque de Coahuila, b) Fallas normales en la secuencia del Cretácico Superior; nótese que las estructuras en a) y b) son paralelas a los alineamientos que son interpretados como productos de fallas regionales WNW de basamento. c), d), e) y f) son del intrusivo Tetillas, ver Figura 5-10 para ubicar localidad. c) Fallas conjugadas con desplazamiento lateral medidas dentro del intrusivo Las Tetillas del Eoceno Tardío, d) fracturas de enfriamiento que acomodaron movimientos laterales. e) Fallas normales con estrías ligeramente oblicuas hacia el este, consistentes con compresión mínima NW. f) Fallas normales con *pitch* cercano a 90° y rumbos altamente variables que definen una dirección de compresión mínima NE; la variabilidad en el rumbo de las estructuras es atribuida a que el fallamiento normal retomó planos preexistentes. Este es un ejemplo donde falla el programa *INVD* de Angelier (1990) para el cálculo del tensor de esfuerzos, debido a que los bloques interactúan entre ellos para acomodar la extensión (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997). Los diagramas c), d) y f) fueron tomados de García-Quintero (2004).

Otra localidad donde se detectaron movimientos laterales menores fue en el intrusivo sub-volcánico Las Tetillas del Eoceno Tardío (35.13 ± 0.10 Ma, edad en ortoclasa por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), emplazado dentro del Bloque de Coahuila, a ~ 15 km al sur de la traza de la FSM y de la localidad conocida como Estanque Palomas. Dentro del intrusivo se observan algunos afloramientos con pares de fallas laterales, así como también una cantidad mayor de fracturas de enfriamiento que acomodaron desplazamientos laterales menores (Figuras 5-15c y 5-15d, respectivamente). Por la componente de desplazamiento observada cerca de Nuevo Delicias

y en el intrusivo Las Tetillas, y más por la edad de 35.13 ± 0.10 Ma del intrusivo Las Tetillas, se sugiere que este fallamiento menor pudo ser contemporáneo al evento de reactivación del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano de la FSM reconocido por Aranda-Gómez *et al.* (2005a) en el sureste de Chihuahua.

5.4.4 CUARTA ETAPA: Fallamiento Normal del Plioceno-Cuaternario

Aranda-Gómez *et al.* (2005a) también propusieron un evento de extensión del Plioceno – Cuaternario en la parte sureste de Chihuahua. Este evento afectó a las rocas volcánicas máficas del Campo Volcánico de Camargo (~5 – 0.09 Ma), aparentemente reactivó a fallas generadas en el Mioceno Tardío en áreas aledañas al campo volcánico y generó fallas que cortaron a los sinclinales de Aguachile y La Herradura. A este evento de extensión NE a ENE le asignan una edad < 5 Ma. Es importante mencionar que este evento de extensión fue acompañado de un volcanismo máfico intenso en una de las inflexiones de la FSM que en este lapso actuó al parecer como una estructura tipo *pull-apart*.

En Coahuila, el volcanismo máfico está presente en varias localidades dentro de la Cuenca de Sabinas como: Campo Volcánico Las Esperanzas y Campo Volcánico de Ocampo (Valdez-Moreno, 2001); y una más sobre el Bloque de Coahuila conocida como el Campo Volcánico Las Coloradas (Figura 5-1). Sin embargo, este volcanismo prácticamente no está acompañado de fallamiento normal como el que describieron Aranda-Gómez *et al.* (2003) para el Campo Volcánico de Camargo. Lo que se observa en los campos volcánicos de Coahuila es que el magmatismo fue canalizado a través de discontinuidades del basamento antiguas como: Falla La Babia, San Marcos y los bordes de la isla de La Mula, este último en la parte central de la Cuenca de Sabinas (Aranda-Gómez *et al.*, 2005b).

Es importante señalar que existen algunas fallas normales orientadas en general NW-SE con desplazamiento vertical menor en las inmediaciones del Bloque de Coahuila y en la Cuenca de Sabinas (Figura 5-10). Además, existe un alineamiento de centros magmáticos que sugieren la existencia de algún accidente estructural paralelo y al sur de la FSM. El alineamiento magmático que aquí se propone lo formarían el cuello volcánico La Víbora (ubicado entre la Sierra Los Alamitos y El Granizo), El intrusivo Las Tetillas (al este de la

Sierra Los Alamitos) y el Campo Volcánico Las Coloradas (entre las sierras Los Alamitos, La Paila y SSMP). Solamente en el cuello volcánico La Víbora existen evidencias que sugieren la existencia de una falla normal relacionada con el magmatismo (Figura 5-10), donde el bloque al sur es el bloque de techo de la falla, cayendo en la misma dirección.

Por otro lado, en el cañón el Agua Grande, cerca de Nuevo Delicias, se documentaron superficies estriadas con indicadores cinemáticos congruentes con desplazamientos normales. Este movimiento normal ocurrió sobre una falla preexistente que corta al basamento sobre la que ocurrió extensión en dirección NNE (Figura 5-15b). Otra de las localidades donde fallamiento normal con desplazamientos menores también fue claramente documentado, corresponde al intrusivo Las Tetillas. Ahí los acomodamientos normales entre bloques ocurren a lo largo de fracturas de enfriamiento y, en algunas ocasiones, estos acomodamientos normales también ocurren sobre superficies preexistentes de fallas laterales más antiguas (Figuras 5-15e y 5-15f). Finalmente, sobre todo el borde de la parte norte del anticlinal de la Sierra La Fragua y sierra Los Alamitos también hay desplazamientos normales menores con orientaciones NW-SE que sugieren extensión NE-SW (Figura 5-10). En este trabajo se sugiere que estos eventos de fallamiento post-Eoceno Tardío, lateral y normal, pueden corresponder a los reconocidos en el Campo Volcánico de Camargo por Aranda-Gómez *et al.* (2005a) para el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y Plio-Cuaternario, respectivamente.

5.5 Acerca del origen de la FSM

McKee *et al.* (1984) concluyen que, aunque no se pueden probar o excluirse desplazamientos laterales grandes sobre la FSM, si se puede sugerir que debido a su tamaño, orientación, localización y cronología de los movimientos sobre esta, pudo ser ya sea parte de la falla Mojave-Sonora postulada por Anderson y Schmidt (1983) o un *splay* de esa estructura. Posteriormente, estos mismos autores sugirieron que la FSM pudo haber formado parte de un sistema de fallas transformantes que conectaron dorsales oceánicas entre el Atlántico y el Pacífico, las cuales acomodaron desplazamientos laterales izquierdos en el Jurásico Tardío (McKee *et al.* 1990). Independientemente del escenario, de acuerdo a estos modelos propuestos, la FSM debió implicar grandes desplazamientos laterales. Sin embargo,

grandes desplazamientos sobre la traza de la FSM aún no han sido probados. Más aún, hoy en día continua un fuerte debate sobre la existencia y/o origen mismo de la falla Mojave-Sonora (*i.e.* Molina-Garza and Geissman, 1996, 1999 y Iriondo, 2001), que en primer instancia implica mucho mayores desplazamientos laterales que los que pudieron haber ocurrido sobre la FSM.

Por otro lado, se han propuesto tres modelos tectónicos sobre el origen de la Cuenca de Sabinas. Este rasgo paleogeográfico ha sido interpretado como: 1) Cuenca “*Pull-Apart*” (Longoria, 1984 y Santamaría *et al.*, 1991), 2) Cuenca intracratónica (aulacógeno o *rift* abortado; Charleston, 1973 y Alfonso, 1978) y, 3) Cuenca intracontinental producto de un *proto-rift* (Salvador, 1991b y Eguiluz, 2001). En cada uno de los modelos la FSM actuaría como la falla maestra al sur de la cuenca. El primer modelo implicaría que la FSM se instauró como una falla de desplazamiento lateral, para el segundo y tercer modelo funcionaría más como una falla normal.

Ahora bien, las evidencias estructurales recabadas durante la presente investigación indican que hay la posibilidad de que la FSM haya sido originada como una falla de desplazamiento lateral. Sin embargo, aún cuando se determinaron rotaciones importantes en rocas del Jurásico Superior en el VSM (Molina-Garza *et al.*, 2003; Arvizu-Gutiérrez, 2003), el origen de estas rotaciones puede no necesariamente ser del Jurásico Tardío, sino haberse originado durante la deformación Laramide del Paleógeno, que ocurrió en dos fases dentro de la Cuenca de Sabinas. Estos modelos aún tienen que ser explorados con mayor detalle con estudios paleomagnéticos-estructurales más completos en VSM y Potrero Colorado. Lo que es claro en Potrero Colorado es que el fallamiento dominante, y que muestra desplazamientos mayores (hasta decenas de metros), es el de tipo normal y ha sido retomado para acomodar desplazamientos laterales derechos menores (<1m) en el mismo Jurásico Tardío.

Otra característica del fallamiento en las rocas jurásicas, es que este fue acompañado por una sedimentación sin-tectónica intensa, especialmente en las Capas Tanque Cuatro Palmas de Potrero Colorado. El conglomerado identificado por McKee *et al.* (1990) entre

esta unidad y las Capas Colorado (Figura 5-2), debe reflejar un rejuvenecimiento menor del relieve en la zona o un abatimiento del nivel marino.

En general, las fallas documentadas en las Capas Tanque Cuatro Palmas y Colorado (eolianita) en Potrero Colorado, indican que ocurrió más extensión en la parte central de Coahuila que desplazamientos laterales desde el Jurásico Tardío hasta el Neocomiano. Bajo este criterio, podemos pensar que la Cuenca de Sabinas pudo haberse generado más como una cuenca asociada con pulsos de extensión franca NNE-SSW, delimitada por la FSM en el suroeste, que como una cuenca *pull-apart* en zonas de desplazamiento lateral mayor. Aunque, por ahora, quedará la duda si Potrero Colorado corresponde a la zona de mayor extensión dentro de una cuenca tipo *pull-apart*. Una inferencia puede ser hecha con base en que la FSM y La Babia, que delimitan a la Cuenca de Sabinas, tienen rumbos paralelos y no parecen unirse en ninguno de los extremos de la Cuenca de Sabinas. Lo anterior estaría en contra, a escala regional, de que la Cuenca de Sabinas sea una cuenca ideal tipo *pull-apart*.

5.6 Sobre las reactivaciones de la FSM

McKee *et al.* (1990) sugirieron que el primer evento de reactivación de la FSM sucedió en el Cretácico Temprano y fue originado por ajustes isostáticos. Esta interpretación se apoya en la ocurrencia de una cuña de sedimentos clásticos con 1000 m de espesor que compone a la Formación San Marcos y que marcan el cambio de ambiente marino (Capas Tanque Cuatro Palmas) a continental (Formación San Marcos) en la parte central de Coahuila. Las evidencias estructurales que documentan este primer evento de reactivación fueron identificadas en este trabajo. Como se mostró anteriormente, el fallamiento normal observado en el contacto entre las Capas Colorado y la Formación San Marcos, que aquí se sugiere documenta este período de reactivación, presentan saltos verticales de falla mucho mayores que los observados en las Capas del Jurásico Tardío en Potrero Colorado.

Parece ser que el fallamiento del Cretácico Temprano controló ampliamente el rejuvenecimiento del relieve en la zona. El fallamiento aquí presentado muestra claramente que extensión mayor NNE ocurrió para este tiempo. Es importante resaltar que no existen diferencias importantes entre la inclinación y orientación de las fallas del Jurásico Tardío y

las del Neocomiano. Sin embargo, el primer periodo de reactivación se interpreta porque existe un cambio drástico en el ambiente de depósito de marino a continental, justificado por la existencia de las Capas marinas Tanque Cuatro Palmas con fósiles del Titoniano sobre las cuales se depositó la Formación San Marcos de ambiente continental. Además, en este trabajo se reconoció que el fallamiento lateral derecho antiguo, presente en las rocas jurásicas, no ocurre durante la reactivación del Neocomiano, el cual es de tipo normal. Es importante señalar que entre el Jurásico Tardío y el Neocomiano ocurrieron principalmente pulsos de extensión intermitentes que contribuyeron ampliamente en el desarrollo de la Cuenca de Sabinas. Sin embargo, no se debe subestimar la reactivación lateral derecha menor de las fallas normales más antiguas presentes en las Capas Colorado (Figura 5-5a), ya que podrían implicar desplazamientos laterales importantes que aún no pueden ser estimados.

Con respecto al evento de reactivación de la FSM en el Paleógeno, es claro que existió una inversión del sentido de la componente de movimiento *dip-slip* original de la FSM. En este trabajo se documentaron fallas inversas NW-SE a WNW-ESE a lo largo de la traza de la FSM, especialmente sobre las partes frontales de los pliegues tipo *drape* causados por la inversión de la FSM. Las direcciones de compresión máxima calculadas utilizando fallas son muy consistentes de NNE a NE desde Sierra Mojada hasta el VSM a lo largo de la traza de la FSM. Adicionalmente, la yuxtaposición de rocas más antiguas hacia el NE a través de fallas inversas de ángulo alto en el VSM (McKee *et al.*, 1990) y Potrero Colorado apoyan fuertemente esta hipótesis.

Las direcciones perpendiculares de ejes de pliegues mayores en el suroeste de la Cuenca de Sabinas, junto con el cambio de rumbo de NW-SE a N-S de la Sierra de San Marcos - Pinos (Figura 5-10), y las direcciones perpendiculares de transporte tectónico entre la pared suroeste y oeste del VSM (Figura 5-13), sugieren la reactivación de fallas secundarias oblicuas a la traza de la FSM durante el evento de deformación Laramide. Las fallas de basamento secundarias que controlaron a estos cambios de orientación de estructuras y de transporte tectónico quizás fueron generadas durante el ajuste isostático propuesto por McKee *et al.* (1990) para el Cretácico Temprano o hasta en el mismo Jurásico

Tardío, debido a que existe un cambio claro de las facies sedimentarias entre VSM y Potrero Colorado para este tiempo (McKee *et al.*, 1990).

La inversión de fallas secundarias de basamento explican las orientaciones de ejes de pliegue casi perpendiculares entre sí, aún y que la dirección de acortamiento regional no cambió entre lo que parecen ser dos fases de la deformación Laramide en la zona.

La reactivación de la FSM del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano propuesta por Aranda-Gómez *et al.* (2005a) en el sureste de Chihuahua, que acomodó desplazamiento lateral izquierdo menor durante un periodo de extensión corto en dirección NW-SE, se manifiesta sutilmente sobre la traza de la FSM en Coahuila, ya que durante este trabajo se reconocieron algunos planos de falla, dentro de la zona de brecha vertical mayor en el cañón El Mimbres, con indicadores cinemáticos izquierdos; sin embargo, estas fallas no acomodan desplazamientos importantes. Por otro lado, las fallas laterales observadas en el intrusivo Las Tetillas del Eoceno Tardío (García-Quintero, 2004), así como la reactivación de la falla de basamento cerca de Nuevo Delicias, sugieren que reactivaciones menores también ocurrieron más al sur de la traza de la FSM.

El fallamiento normal del Plioceno Tardío – Cuaternario, reconocido por Aranda-Gómez *et al.* (2005a) sobre la traza sepultada de la FSM en el sureste de Chihuahua, parece no manifestarse claramente sobre la traza de la FSM en el centro de Coahuila. Sin embargo, en esta zona a aproximadamente 15 km al sur de la traza de la FSM, existe un alineamiento de centros magmáticos paralelos a esta. En uno de estos centros volcánicos al parecer coexistieron magmatismo y fallamiento normal (Cerro La Víbora). Esto es similar a la actividad descrita por Aranda-Gómez *et al.* (2003) en el Campo Volcánico de Camargo. Además, hay desplazamientos normales pequeños también identificados en el intrusivo las Tetillas (Figura 5-10) y en la falla de basamento localizada cerca de Nuevo Delicias. Lo anterior, sugiere que la actividad tectónica-magmática post-Laramide en la parte central de Coahuila parece haber migrado de la posición de la traza de la FSM hacia el sur, a diferencia de lo que ocurrió en Chihuahua. Otra alternativa sobre la poca manifestación del fallamiento

normal Neógeno en la zona, es que las evaporitas en la región del CPC continúen inhibiendo la formación de fallas normales en el área, aún y cuando el área está bajo un régimen extensivo (Suter, 1991); lo anterior, debido a controles de estratigrafía mecánica.

No cabe duda que en la parte central de Coahuila las estructuras de basamento como la FSM y fallas secundarias asociadas a ésta controlaron la orientación e inclinación de las estructuras generadas a partir del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. En la región muchos de los ejes de pliegues y trazas de falla tienen orientaciones WNW a NW, similar al rumbo inferido de las trazas de la FSM y de la falla de basamento al sur de Nuevo Delicias. Este hecho causa que el estudio de los eventos de reactivación en zonas en donde existen discontinuidades mayores en el basamento sea complicado porque los eventos tectónicos más jóvenes sobreponen sus características sobre estructuras más antiguas. Por tanto, el análisis de la evolución tectónica de la región requiere de un estudio detallado no solo de las estructuras y de las relaciones de corte entre ellas, sino de los patrones de sedimentación, distribución de facies y cambios espaciales en el espesor de las unidades litoestratigráficas así como de sus edades. Por otro lado, la geometría original de la FSM y otros rasgos de basamento sepultados bajo centenas o miles de metros de sedimentos, son difíciles de discernir con precisión y, en aquellos estudios basados solo en el análisis de rasgos expuestos en la superficie, siempre existirá la duda de si esta geometría original fue preservada o si se modificó gradualmente en etapas de deformación posteriores.

Los datos aportados en este trabajo sobre las reactivaciones de la FSM, la cual delimita en la parte sur a la Cuenca de Sabinas, son limitados y no permiten resolver cuál de las hipótesis planteadas es la mejor acerca del origen de la Cuenca de Sabinas, ya que corresponden solamente a la parte sur. Sin embargo, esta información realza la importancia de las fallas con desplazamientos principalmente normales del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano en la génesis de la cuenca.

Se puede destacar que la orogenia Laramide es el evento mejor representado en las estructuras de la región, por la abundancia de fallas y pliegues de ese origen en todas las localidades visitadas. También hay evidencias contundentes, estratigráficas y

sedimentológicas, acerca de la actividad temprana de la FSM preservadas en las rocas clásticas del Jurásico Superior (Capas Las Palomas, Sierra El Granizo y Tanque Cuatro Palmas) y del Cretácico Inferior (Formación San Marcos). Sobre las direcciones de acortamiento y extensión posteriores al evento Laramide, debe de trabajarse aún con mucho mayor detalle para definir con claridad los mecanismos involucrados y valorar la importancia de estas reactivaciones en la parte central de Coahuila o explicar su ausencia en el área.

Finalmente, un aspecto importante que debe ser explorado aún con mayor detalle es el análisis de la evolución del plegamiento laramídico en la parte sur de la Cuenca de Sabinas, ya que hay evidencias que sugieren que existieron dos fases de deformación. Lo anterior, es de importancia medular desde el punto de vista económico debido a que en la zona existen yacimientos de hidrocarburos, de minerales metálicos y acuíferos profundos los cuales pueden ser mejor aprovechados para un superior desarrollo económico de la región.

A continuación, se presentan los resultados de los análisis estructurales realizados para definir la relación emplazamiento versus deformación de algunos de los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova y las estructuras plegadas y fallas principales generadas durante la orogenia Laramide en la zona. Además, se muestran los resultados geocronológicos que soportan la culminación del evento de deformación Laramide para la parte sur de la Cuenca de Sabinas.

CAPÍTULO VI

RELACIONES ENTRE LA DEFORMACIÓN LARAMIDE Y EL EMPLAZAMIENTO DEL CINTURÓN DE INTRUSIVOS CANDELA MONCLOVA

6.1 Introducción

En el capítulo anterior se hizo énfasis sobre la importancia y control de la Falla San Marcos (FSM) y de otros lineamientos estructurales, al norte y sur de esta, sobre los estilos de deformación laramídicos que caracterizan a la parte sur de la Cuenca de Sabinas. En el presente capítulo se dilucidará la importancia de estas mismas fallas como elementos controladores del ascenso y emplazamiento de magmas, que de acuerdo a esta investigación fueron emplazados durante y después de la segunda fase de la deformación Laramide, la cual involucró la reactivación de la FSM y de otras fallas de basamento menores en la parte sur del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC).

El objetivo de este capítulo es el de presentar las evidencias estructurales y geocronológicas, utilizadas en la presente investigación, para establecer la edad de culminación del evento Laramide en Coahuila, utilizando las relaciones de emplazamiento de los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) *versus* los rasgos estructurales generados por la deformación Laramide en la zona. A continuación, se hace una breve introducción sobre los aspectos teóricos más importantes utilizados para definir la edad de operación de eventos orogénicos utilizando emplazamientos magmáticos.

Cuando las relaciones estratigráficas y/o paleontológicas no son suficientes para fechar los eventos tectónicos, ya sea por: ausencia de fósiles índice, erosión de secuencias estratigráficas que expongan discordancias entre sedimentos sin-orogénicos y post-orogénicos, entre otros, una alternativa es el uso de relaciones de corte entre estructuras regionales y cuerpos intrusivos que puedan ser fechados (rocas ígneas sin alteración hidrotermal o metamorfismo). Lo anterior, es de gran utilidad para establecer los límites temporales del inicio y culminación de los eventos tectónicos.

El estudio de las tramas estructurales en las aureolas tectónicas de intrusivos en zonas orogénicas, combinado con geocronología, ha sido utilizado para enmarcar los tiempos de operación de eventos de deformación (*i.e.* Paterson and Tobisch, 1988; Saleeby, 1990; Johnson *et al.*, 1999 y Schmidt and Paterson, 2002). El análisis consiste en definir la relación temporal absoluta entre la actividad magmática y la deformación, estableciendo si la actividad ígnea es pre-, sin- o post-tectónica al evento de deformación. Aunque no siempre es posible establecer este tipo de relaciones de manera confiable, recientemente se han propuesto criterios más estrictos. Estos han llevado a la re-interpretación de intrusivos importantes que hoy en día se utilizan como áreas tipo (*i.e.* los plutones Cannibal Creek: Paterson, 1988; Papoose Flat: Paterson *et al.*, 1991 y Ardara: Vernon and Paterson, 1993).

El uso de esta técnica parece ser la más adecuada para definir la edad de culminación del evento Laramide en el CPC y, por ende, en el noreste de México. La necesidad de emplear las relaciones temporales de emplazamiento de los intrusivos del CICM, y las estructuras tectónicas del CPC surge de que no puede determinarse el fin del pulso de deformación con base en criterios estratigráficos. Esto es porque el contacto entre sedimentos sin-orogénicos y post-orogénicos está erosionado en las cuencas de antepaís del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (*i.e.* Parras y La Popa), que en México es considerado producto de la orogenia Laramide (Tardy, 1973; Suter, 1984; Padilla y Sánchez, 1985; Suter, 1987 y Eguiluz *et al.*, 2000).

El CPC es una sub-provincia geológica del noreste de México con un estilo de deformación distinto al del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, pero que también fue generado durante el evento Laramide (Wall *et al.*, 1961; Smith, 1981; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982 y Ye, 1997). Se ha interpretado que “transpresión” fue el mecanismo que controló la deformación para el CPC. Los límites tectónicos del CPC son las fallas La Babia, en el norte, y San Marcos, en el sur (Wall *et al.*, 1961; Smith, 1981; Charleston, 1981 y Padilla y Sánchez, 1982). Sin embargo, hasta ahora no se han documentado evidencias contundentes de desplazamientos laterales mayores a lo largo de estas fallas para el Terciario Temprano ni tampoco para el Jurásico, que se cree es el tiempo de instauración de estas fallas (McKee *et al.*, 1990 y Chávez-Cabello *et al.*, 2003b). Otros

aspectos importantes que se discutirán más adelante en este trabajo es si este evento al parecer “transpresivo” para el Terciario Temprano, puede ser independiente o asociado a la orogenia Laramide en el noreste de México.

En este trabajo se considera que los intrusivos del CICM son claves para determinar la edad de culminación de la orogenia Laramide. Esto es debido a que ellos, junto con otros complejos de la parte norte de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), fueron emplazados durante el Terciario (~53-28 M, Eoceno-Oligoceno Temprano; Daugerthy, 1963; Sewell, 1968; Mcknight, 1963 y Bloomfield and Cepeda-Dávila, 1973). Los cuerpos asociados a la PAOM, localizados en el borde y dentro del CPC son: Complejo Intrusivo La Cueva, Sierra de Picachos y San Carlos. Lo importante es que sus edades se sobreponen con la edad más probable de culminación del evento Laramide que se sugiere es del Eoceno Tardío (45-35 Ma) para el noreste de México (Vega-Vera y Perrilliat, 1989b; Soegaard *et al.*, 1997 y Ye, 1997). Esta relación es clave debido al traslape temporal entre la actividad magmática y el o los eventos de deformación regional que han afectado al CPC, y que han generado fallamiento noroeste-sureste entre Chihuahua y Coahuila. El determinar las relaciones sin y post-tectónicas de los intrusivos del CICM permitirá fechar la culminación del evento de deformación con una precisión importante. A continuación, se señalan las características generales que son diagnósticas para definir si un intrusivo es pre-, sin- o post-tectónico (Paterson and Tobisch, 1988 y Paterson *et al.*, 1991).

6.2 Tipos de emplazamientos magmáticos

6.2.1 *Plutones pre-tectónicos*

Un intrusivo pre-tectónico es aquel que se emplazó antes de un evento de deformación regional específico. Es importante mencionar que estos, dependiendo de su composición y de la intensidad del evento de deformación más joven, pueden o no: a) estar deformados, b) tener foliaciones paralelas a las de las rocas encajonantes las cuales envuelven al plutón, o puede darse el caso que las foliaciones crucen el contacto plutón-roca encajonante sin tener deflexiones (Figura 6-1a y b, respectivamente), c) mostrar zonas de cizalla dúctil a lo largo de sus márgenes (Lamouroux *et al.*, 1980 y Oliver and Wall, 1987), d) presentar sombras de presión en sus terminaciones (Figura 6-1b) o en zonas irregulares del

margen del plutón que preservan estructuras antiguas y, e) pueden presentar porfidoblastos causados por metamorfismo regional que sean más jóvenes que las edades de minerales ígneos del plutón (Paterson *et al.*, 1991 y Paterson and Fowler, 1993).

6.2.2 Plutones sin-tectónicos

Son aquellos que fueron emplazados durante un evento de deformación regional. De acuerdo a Pitcher y Berger (1972), Fyson (1980), Brun y Pons (1981), Hutton (1981), Guineberteau *et al.* (1987), Paterson and Tobisch (1988) y Paterson *et al.* (1991) en general presentan las siguientes características: a) Existe continuidad de las foliaciones dentro y fuera del plutón (Figura 6-1c); estas foliaciones en muchos sitios son oblicuas al contacto plutón-roca encajonante y frecuentemente incrementan su espaciamiento cerca del margen del plutón (Figura 6-1d); b) presentan zonas de foliación triple cerca de las terminaciones del plutón (áreas donde el contacto del plutón forma un ángulo grande con respecto a la foliación regional; Figura 6-1d); c) debe existir continuidad de lineaciones de extensión dentro y fuera del plutón; d) presentan ensambles minerales producto de metamorfismo de contacto que son contemporáneos al emplazamiento ígneo y, gradúan hacia paragénesis producto de metamorfismo regional al alejarse del contacto plutón-roca encajonante; e) muestran gradación en los campos de deformación producto de emplazamiento y de deformación regional; ocurriendo las zonas de mayor intensidad en el margen del plutón (Figura 6-1d); f) frecuentemente presentan concordancia en su forma con respecto a las estructuras regionales en las que son emplazados; y, g) finalmente, la edad de minerales ígneos en el plutón debe ser igual o estar enmarcada por edades de minerales producto de metamorfismo regional.

6.2.3 Plutones post-tectónicos

Son los intrusivos que fueron emplazados después de un evento de deformación regional específico. Existen dos modelos de emplazamiento post-tectónico: 1) emplazamiento pasivo (Figura 6-1e); y, b) emplazamiento forzado (Figura 6-1f).

De acuerdo a Pitcher y Berger (1972), Barriere (1977), Sylvester *et al.* (1978), Bateman *et al.* (1983), Bateman (1985) y Mahmood (1985), entre otros, las características estructurales de los plutones post-tectónicos emplazados forzadamente son: a) desarrollan

foliaciones penetrativas en sus rocas encajonantes, hasta unos pocos kilómetros o menos del margen del plutón, siendo estas burdamente concordantes con las rocas encajonantes (Figura 6-1f); el desarrollo de la foliación secundaria del plutón puede estar asociado con pliegues que cambian gradualmente de isoclinales cerca del margen del plutón a pliegues abiertos conforme aumenta la distancia al intrusivo (*i.e.* los intrusivos del Complejo Candela del CICM: Providencia, Carrizal y Boludo). Por otro lado, con frecuencia pueden observarse también bordes irregulares en el contacto plutón-roca encajonante; b) con frecuencia desarrollan una foliación en su borde, que es definida por enclaves aplanados y minerales orientados; estas foliaciones pueden o no ser concordantes con contactos internos del plutón o con el contacto plutón-roca encajonante; esta foliación pudo o no ser formada en estado sólido, siempre y cuando la competencia por el espacio en el nivel de emplazamiento haya sido alta; c) pueden presentar una zona de deformación co-axial amplia en las rocas encajonantes y los bordes del plutón, si el emplazamiento final ocurrió por expansión o inflamamiento del intrusivo; el espaciamiento de la foliación decrece hacia el centro del plutón así como alejándonos hacia afuera del contacto plutón-roca encajonante; el desarrollo de clivaje puede incrementarse también en las zonas de contactos internos del plutón (Courrioux, 1987; Paterson and Tobisch, 1988 y Johnson *et al.*, 2003; Figura 6-1 e y f); y, d); por último, otro rasgo estructural observado es que pueden ocurrir crecimientos de minerales metamórficos de contacto con relaciones sin-cinemáticas o post-cinemáticas al emplazamiento ígneo.

Los plutones post-tectónicos emplazados pasivamente tienen las siguientes características: a) ausencia de foliaciones u otras evidencias de deformación dúctil significativa dentro del plutón (Figura 6-1e); en este tipo de intrusivos puede observarse deformación plástica menor de cuarzo que se expresa como extinción ondulosa, la cual se atribuye a movimientos menores durante la etapa final de emplazamiento/consolidación; b) ausencia de deformación en las rocas encajonantes espacial o temporalmente relacionadas al plutón; c) ocurrencia de contactos discordantes por el corte abrupto de estructuras regionales por el margen del plutón (Figura 6-1e); y, d) desarrollo de relaciones post-cinemáticas de porfidoblásticos en la aureola de contacto.

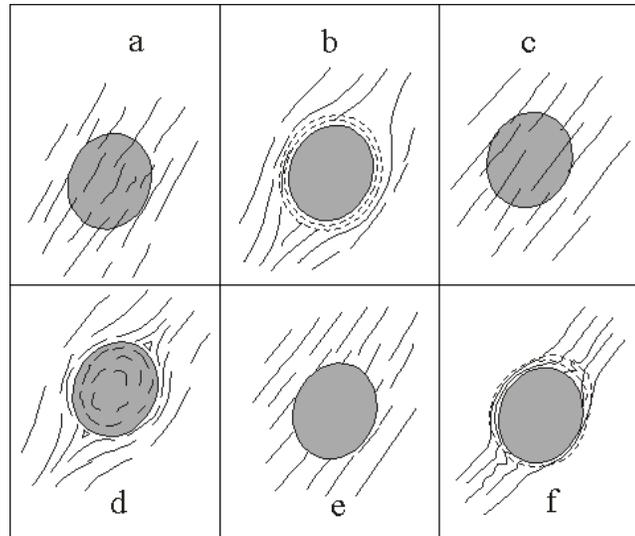


Figura 6-1. Patrones finales de foliación producidos alrededor de intrusivos pre-tectónicos (a y b), sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (e y f) de acuerdo con Paterson et al. (1991).

Tabla 6-1 Problemas con los criterios comúnmente utilizados para definir las relaciones temporales entre emplazamiento ígneo y deformación regional (Paterson *et al.*, 1991).

Observación	Interpretación Común	Problemas con la Interpretación
Deformación en estado sólido en plutones	Los plutones anteceden a la deformación regional	La deformación en estado sólido puede ocurrir durante inflamiento post-tectónico o durante emplazamiento sin-tectónico.
Los plutones cortan las foliaciones secundarias de las rocas encajonantes.	El emplazamiento de los plutones post-fecha el clivaje	Los plutones pre-, sin- y post-tectónicos pueden todos cortar las foliaciones en las aureolas.
Los porfidobláastos en las aureolas son posteriores al desarrollo de la foliación secundaria	El plutón es post-tectónico	<p>a) Relaciones porfidobláastos–matriz similares pueden estar preservadas en sombras de deformación alrededores de plutones pre-tectónicos</p> <p>b) El crecimiento de porfidobláastos puede ser debido a efectos de basamento durante metamorfismo posterior y no estar relacionado al emplazamiento del plutón</p>
Los porfidobláastos en las aureolas dan edades anteriores al desarrollo del clivaje	El plutón es pre-tectónico	La deformación puede ocurrir después del crecimiento de los porfidobláastos alrededor de plutones sin-tectónicos y post-tectónicos emplazados forzosamente

Aún cuando hay rasgos esperados en intrusivos pre-, sin- y post-tectónicos que son característicos de cada tipo, hay algunas relaciones que pueden presentarse en cualquiera de ellos (Tabla 6-1). Por este motivo la definición de la relación temporal del emplazamiento con un evento tectónico no debe limitarse únicamente al plutón y su vecindad inmediata, sino extenderse a un nivel regional para fortalecer con otros argumentos la interpretación.

A continuación, se discuten las evidencias estructurales generales que fueron utilizadas en esta investigación para inferir las relaciones temporales entre el emplazamiento de los intrusivos del CICM y la deformación regional que generó las estructuras plegadas dentro del CPC.

6.3 Aspectos estructurales generales de los intrusivos del CICM

El CICM se localiza en un área entre las coordenadas geográficas: 26° 30' a 27° 00' de latitud norte y entre 100° 00' a 102° 00' de longitud oeste (Figura 6-2 y Anexo I), en la parte central del estado de Coahuila y noroeste de Nuevo León. El nombre de Cinturón Candela-Monclova (*Candela Monclova Belt*) fue primero utilizado por Sewell (1968), para referirse a 16 intrusivos ubicados en una franja aproximadamente este-oeste entre los municipios de Lampazos de Naranjo, Nuevo León (intrusivo La Iguana) y Cuatro Ciénegas, Coahuila (intrusivo de Reforma; Figura 6-2).

Los intrusivos que componen al CICM son, de este a oeste: La Iguana, Cerro Colorado, Carrizal o Imán, Pico Candela, Cerro Boludo, Lobo Grande, Lobo Chico, Providencia (estos últimos seis componen al complejo de Candela que, a la profundidad, debe ser un solo cuerpo central con apófisis separados por “colgantes de techo”), Colorado, Pánuco-I, Pánuco-II (los dos intrusivos de Pánuco también deben formar un solo cuerpo ígneo a la profundidad), San Lorenzo, Marcelinos o Zarco, Mercado, Soledad y Reforma. Otros intrusivos abordados en la presente investigación, que no pertenecer al CICM, son Las Tetillas emplazado sobre la plataforma de Coahuila, al suroeste del CICM (Figura 6-2), y el complejo de la Sierra de Picachos, localizado en la parte centro-occidental de Nuevo León, entre las coordenadas geográficas: 26° 10' a 26° 25' de latitud norte y entre 99° 50' a 100° 10'

de longitud oeste (Figura 6-2) y que por su edad y composición se el considera como parte de la PAOM y no del CICM.

Los intrusivos del CICM fueron emplazados entre pliegues con rumbo noroeste-sureste (parte occidental) a nor-noroeste - sur-sureste (parte oriental) del CPC. Del oeste al este, estos pliegues son: anticlinal de la sierra de San Marcos - Pinos, La Purísima, Sacramento, La Gloria, Pájaros Azules, Sierra Morena-Bustamante, Lampazos y Casa Blanca (Anexo I). De los 16 intrusivos, los intrusivos Colorado, San Lorenzo, Cerro Colorado, Marcelinos y Reforma no muestran relaciones de corte con alguna de las estructuras anticlinales mencionadas. Es decir, se presentan de manera aislada generando un levantamiento radial típico de estructuras lacolíticas (*i.e.* Marcelinos y Tetillas son los ejemplos clásicos; Tovar-Cortés *et al.*, 2001; Cavazos-Tovar, 2004 y García-Quintero, 2004).

Todos los intrusivos fueron visitados durante el trabajo de campo y en cinco (Cerro Mercado, Soledad, Marcelinos, Tetillas y Providencia) de ellos se desarrolló cartografía geológica-estructural detallada (escala 1:10,000), con la participación de tesis de la Facultad de Ciencias de la Tierra de Linares (Porrás-Vázquez, 2002; Cano-González, 2002; Tovar-Cortés, 2002, García Quintero, 2004 y González-Becerra, 2004). Con base en estos trabajos de campo se definió que las rocas encajonantes de los intrusivos del CICM son principalmente las formaciones Tamaulipas Superior y Kiamichi del Albiano, con la excepción de los intrusivos Reforma, Cerro Colorado, Colorado y La Iguana que están encajonados por rocas del Cretácico Superior. La gran mayoría son cuerpos sub-volcánicos con texturas porfídicas y composición intermedia. Excepciones notables son el intrusivo de la sierra de Picachos y el intrusivo Cerro del Mercado.

Con la excepción del intrusivo Cerro del Mercado, los intrusivos que componen al CICM no presentan foliaciones magmáticas y/o de estado sólido de alta o baja temperatura en su parte interna. Por otro lado, los intrusivos emplazados dentro de las formaciones Tamaulipas Superior y Kiamichi generaron aureolas de deformación claras, formadas por pliegues isoclinales con planos axiales casi verticales cerca del contacto plutón-roca encajonante, hasta pliegues abiertos hacia las partes externas de las aureolas tectónicas, así

como también fallas de empuje y fracturamiento intenso asociado al emplazamiento. Xenolitos de rocas encajonantes o bloques capturados del techo y paredes del intrusivo son muy comunes en los intrusivos lacolíticos Marcelinos, San Lorenzo y Las Tetillas.

Los intrusivos emplazados en un nivel muy somero están típicamente encajonados por las rocas del Cretácico Superior. Debido a la litología de las unidades sedimentarias de esta edad en la región, son muy susceptibles a erosión por lo que están expuestos en forma que casi no presentan afloramientos de rocas encajonantes en sus alrededores. Tal es el caso de los intrusivos de Reforma y Las Tetillas.

Los tipos de contacto plutón-roca encajonante en los intrusivos del CICM, variaron ampliamente desde irregular como en los intrusivos La Iguana, Colorado, Pánuco-I, Pánuco-II, San Lorenzo y Marcelinos, a cercanamente concordantes como en Cerro del Mercado, La Soledad y en todos los intrusivos del Complejo Candela, siendo el Cerro Boludo el más claramente concordante.

De todos los anticlinales en los que se emplazaron los intrusivos, solamente los anticlinales de Pájaros Azules, Sierra Morena-Bustamante y Sierra de La Ventana presentan rocas jurásicas en su núcleo y corresponden a las estructuras con mayor acortamiento en la zona. La Sierra La Ventana es una “soldadura” (zona de brecha casi vertical, flanqueada por dos sinclinales formados durante la migración vertical de un diapiro salino totalmente estrangulado) y se localiza entre el Complejo Candela y los intrusivos del área de Pánuco (Cerro Colorado, Pánuco-I y Pánuco-II). Estas estructuras se encuentran en lo que en el pasado fue la zona más profunda de la Cuenca de Sabinas que se conectaba con el área de la Curvatura de Monterrey. Esta zona fue llamada por Goldhammer (1999) como Canal de Monterrey, que fue una conexión entre el Mar Mexicano y La Cuenca de Sabinas. Estructuralmente, esta zona corresponde a una fosa que separa a los intrusivos del CICM en dos partes; al oriente están los seis intrusivos del Complejo Candela y los intrusivos Colorado y La Iguana. Al occidente se ubican: Cerro Colorado, Pánuco-I, Pánuco-II, San Lorenzo, Marcelinos, Cerro Mercado, Soledad y Reforma.

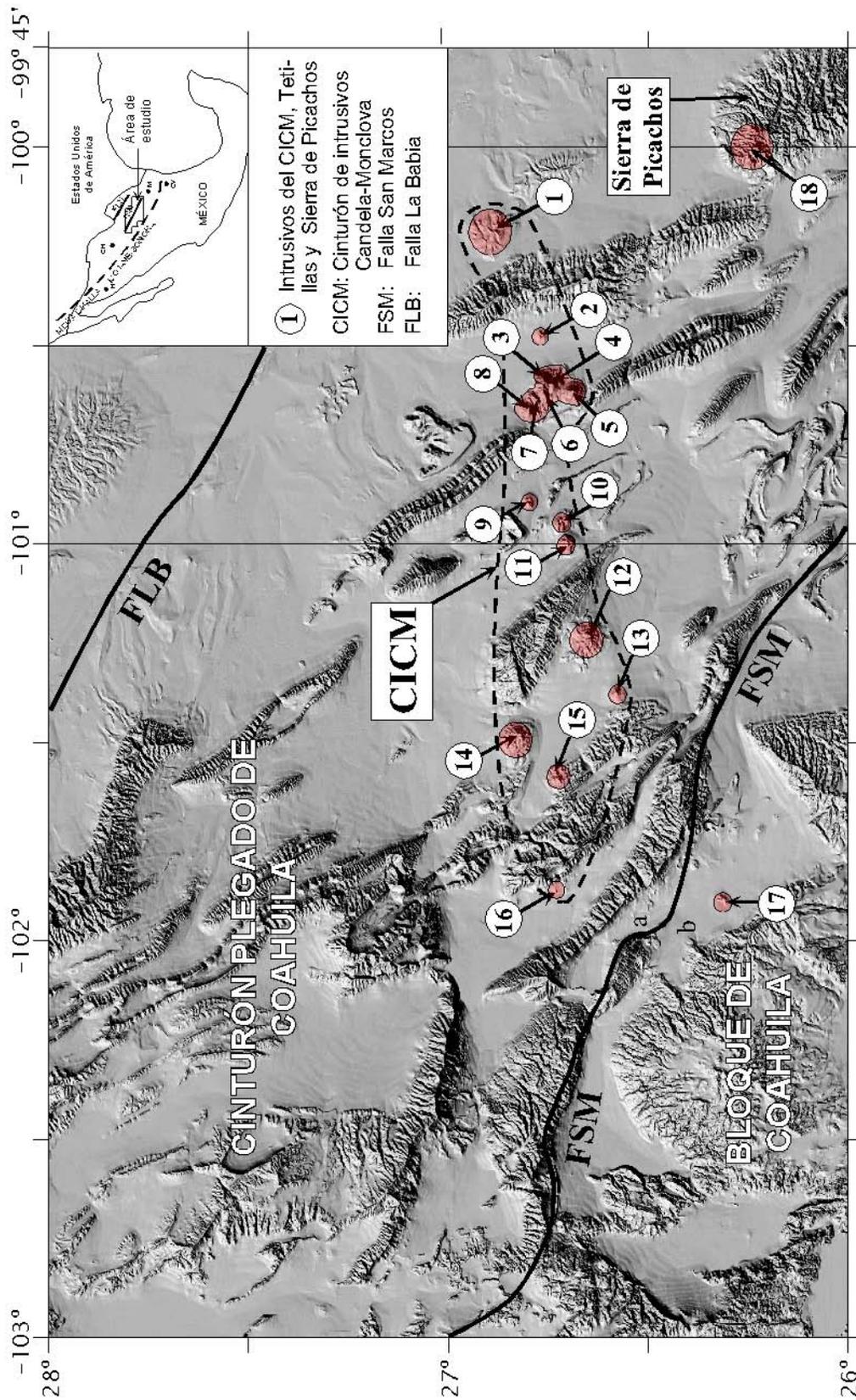


Figura 6-2. Localización de los intrusivos del CICM (1: La Iguana, 2: Cerro Colorado, 3: Carrizal o Imán, 4: Pico Candela, 5: Cerro Boludo, 6: Lobo Grande, 7: Lobo Chico, 8: Providencia, 9: Colorado, 10: Pánuco-I, 11: Pánuco-II, 12: San Lorenzo, 13: Marcelinos o Zarco, 14: Mercado, 15: Soledad y 16: Reforma), 17: intrusivo Las Tetillas y Sierra de Picachos (18: Cerro Las Nueces); a: alto, b: bajo.

Por lo anterior, el CICM parece no ser un lineamiento típico de intrusivos a lo largo de una zona de falla simple. Por este motivo se sugiere que esta área es una zona con arquitectura cortical compleja, cortada por múltiples fallas con orientaciones preferentemente noroeste-sureste en el oeste y nor-noroeste -sur-sureste en el este (ver sección geológica en Anexo-I).

Es importante mencionar que el nivel estructural-estratigráfico de emplazamiento de los intrusivos del CICM, con respecto a la Cuenca de Sabinas, ocurrió en una zona con profundidad intermedia de basamento (área sur del CPC), donde no se acumularon secuencias potentes de evaporitas de la Formación Olvido-Minas Viejas del Caloviano-Oxfordiano. Aunque existen basaltos emplazados sobre las fallas maestras de la Cuenca de Sabinas (Campo Volcánico Las Esperanzas sobre La Babia y Las Coloradas sobre la FSM), se desconoce si existen cuerpos ígneos del Eoceno o más jóvenes emplazados dentro de la zona estructuralmente más profunda de la Cuenca de Sabinas (área norte del CPC).

Como primera aproximación, lo anterior sugiere que pudo existir un control mecánico en cuanto al ascenso de los magmas a niveles más someros dentro de la Cuenca de Sabinas. Posiblemente este fue ejercido por fuerzas de flotabilidad neutral de las secuencias de evaporita del Jurásico Superior en la parte norte del CICM. Lo anterior, bajo las condiciones de la Cuenca de Sabinas, es de esperarse ya que las evaporitas por su densidad son consideradas como uno de los factores que inhiben la propagación de magmas a niveles más someros dentro de la corteza (Corry, 1988 y Lister and Kerr, 1991).

6.4 Estilos de deformación y su relación con los intrusivos del CICM

Los tres factores más importantes que controlan los estilos de deformación dentro del CPC, el Bloque de Coahuila y la Plataforma Burro-Peyotes son la distribución de las evaporitas, las zonas someras de basamento dentro de la Cuenca de Sabinas y la reactivación de fallas de basamento en la fase tardía de la deformación Laramide. Esta conclusión se apoya en un análisis estructural regional realizado en la presente investigación. Los datos empleados fueron fotografías aéreas, cartas geológicas, espacio-mapas (INEGI, 1978), mapas paleogeográficos (Goldhammer, 1999 y Eguiluz, 2001), cartas aeromagnéticas (COREMI,

2001) y cartas estructurales (Charleston, 1981 y Padilla y Sánchez, 1986). Además, se hizo verificación de datos en campo. La Figura 6-3 es una carta estructural del CPC elaborada en este trabajo con el objeto de definir áreas con diferente estilo de deformación y, con base en esto, discutir sus posibles causas. Se definieron cuatro zonas: zona A, que corresponde espacialmente a la Cuenca de Sabinas o parte norte y este del CPC. Se caracteriza por anticlinales aislados con ejes de pliegues noroeste-sureste a nor-noroeste – sur-sureste. Estas estructuras están separadas por valles sinclinales amplios. Las trazas de los ejes de los anticlinales frecuentemente presentan formas sigmoides a serpenteantes y las estructuras son frecuentemente intrusionadas en su núcleo por evaporita.

La zona B se ubica en la mitad sur de CPC. Se caracteriza por una deformación mucho más compleja. En ella se presentan regiones donde fallas inversas de alto y bajo ángulo co-existen con pliegues asimétricos. Además, hay pliegues donde se observan inversiones en el transporte tectónico de nor-noreste y noreste en el inicio a sur-suroeste y suroeste en la fase más tardía de la deformación Laramide. Los espesores de evaporita no son importantes dentro de la secuencia estratigráfica de esta área; otro dato importante a destacar, es que la zona B es un área de basamento con profundidad intermedia si es comparada con la zona A (más profundo en la fosa de la Cuenca de Sabinas) y C (más somero sobre el Bloque de Coahuila y plataforma Burro Peyotes).

De acuerdo a lo documentado en esta investigación, en las sierras La Fragua, San Marcos-Pinos y La Madera, localizadas dentro de la zona B, el arreglo de los pliegues y el fallamiento es complejo y parece ser que sucedió en dos fases. La primera involucró despegues a lo largo de horizontes sedimentarios favorables, con generación de pliegues por doblez de falla con transporte tectónico hacia el norte. La segunda causó reactivación de fallas de basamento que generaron estructuras con orientaciones contrastantes a las previas, mostrando en algunos sitios arreglos cercanamente perpendiculares entre estructuras y transporte tectónico hacia el suroeste. Esta segunda fase de deformación está sobrepuesta al anterior (*i.e.* Sierra La Fragua, Granizo-San Marcos Pinos y quizás La Madera). Dentro de esta zona es donde la mayoría de los intrusivos del CICM fueron emplazados.

La zona C cubre dos áreas importantes: el Bloque de Coahuila y la Plataforma Burro-Peyotes. Estas áreas se caracterizan por ser áreas de basamento elevado sin afloramientos de evaporita del Jurásico Superior ni rocas clásticas del Triásico Superior-Jurásico Medio, pero con evaporita del Albiano Medio, representadas por las Formaciones Acatita en el Bloque de Coahuila y Macknight para la plataforma Burro-Peyotes (Eguiluz, 2001).

La zona C corresponde a áreas de deformación suave, caracterizadas por anticlinales aislados, doblemente buzantes, con plano axial vertical y rumbo noroeste-sureste consistente. Esto les da un aspecto cóncavo, ligeramente alargado (*i.e.* Tlahualilo y Los Alamitos en el Bloque de Coahuila y, El Burro y Peyotes en la Plataforma del Burro o Cratón Coahuila-Texas). Para el caso del Bloque de Coahuila, los anticlinales de la Sierra El Venado son la excepción así como plegamientos al sureste de Nuevo Delicias. Ahí la reactivación de fallas de basamento favoreció un acortamiento mayor durante la fase tardía de la deformación. Esto se infiere de las orientaciones contrastantes de ejes de pliegues tardíos, en comparación con estructuras tempranas probablemente asociadas a despegues a lo largo de horizontes sedimentarios favorables, semejante a lo que ocurrió en la zona B pero con menor acortamiento.

La última zona, D, corresponde a la Cuenca de La Popa. Se caracteriza por estructuras tectónicas primarias, circulares en planta, con forma de domos y sinclinales ligeramente alargados. Estas fueron generadas por la deposición de las rocas durante emplazamientos diapíricos desde el Cretácico Medio al Terciario Temprano (Lawton *et al.*, 2001). Burdamente se pueden definir ejes de estructuras sinclinales y anticlinales con rumbo noroeste-sureste generados durante la deformación regional que generó al CPC.

De este análisis se considera que los estilos de deformación en Coahuila fueron controlados por variaciones en la litología de las secuencias estratigráficas, especialmente por la presencia de evaporitas. Asimismo, la geometría y estructuras del basamento influyeron en la respuesta mecánica de las secuencias marinas del Mesozoico durante el evento Laramide. En la zona B se distinguen dos fases de la deformación, la primera causó despegues sedimentarios y la segunda, más tardía, reactivó fallas de basamento. Este fenómeno también

se presenta en áreas aisladas del Bloque de Coahuila (Zona C). La mayoría de los intrusivos del CICM fueron emplazados en la zona B, en donde no hay espesores grandes de evaporita, el basamento es somero y donde la reactivación de fallas de basamento durante la fase tardía de la deformación Laramide fue fundamental. Con respecto a la distribución de los intrusivos del CICM, parece existir una influencia importante ejercida por fallas que delimitan a altos del basamento. Estos fueron generados durante la apertura del Golfo de México y la formación de la Cuenca de Sabinas (Triásico Tardío-Cretácico Temprano; Figura 6-4).

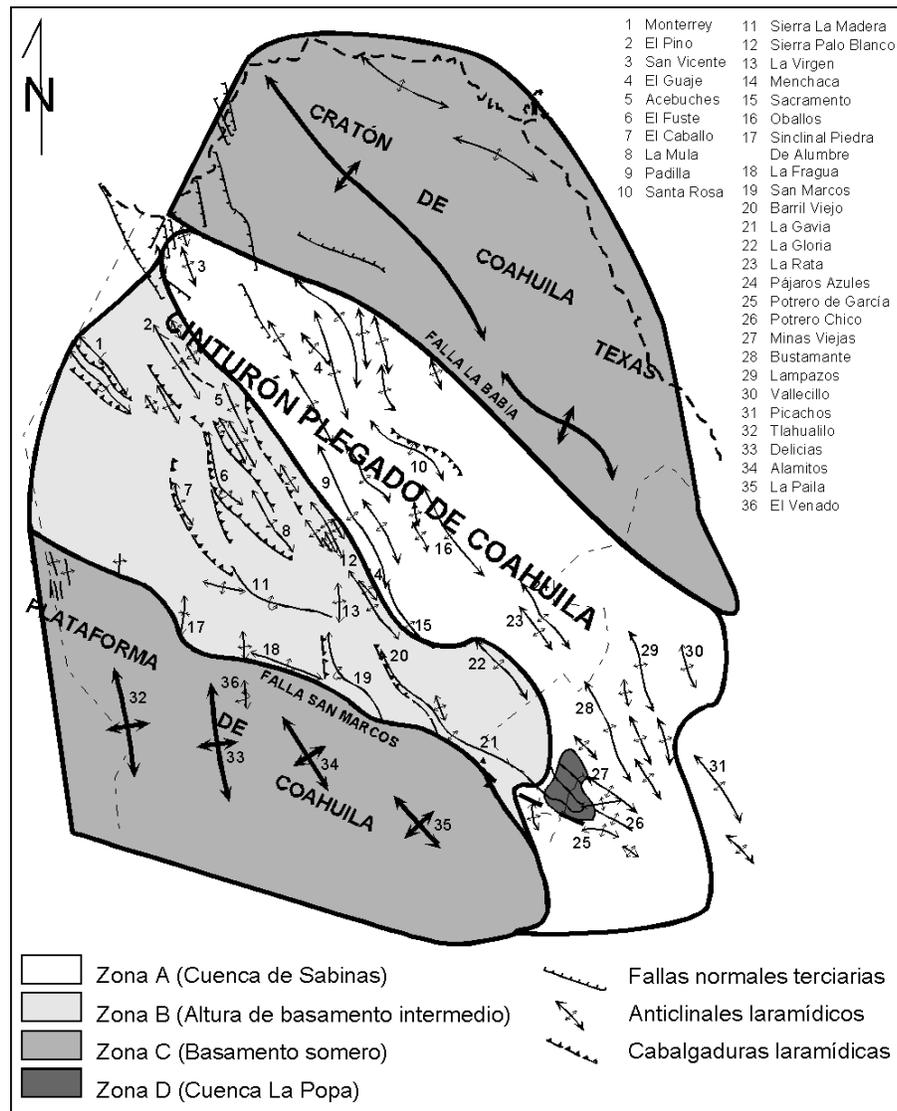


Figura 6-3. Carta estructural regional del CPC. Se muestran dominios en donde existen distintos tipos de deformación. Las regiones ubicadas al sur de la Falla San Marcos y al norte de la Falla La Babia son áreas donde el basamento es poco profundo en comparación con la Cuenca de Sabinas. En la figura solo se muestran las estructuras regionales más importantes.

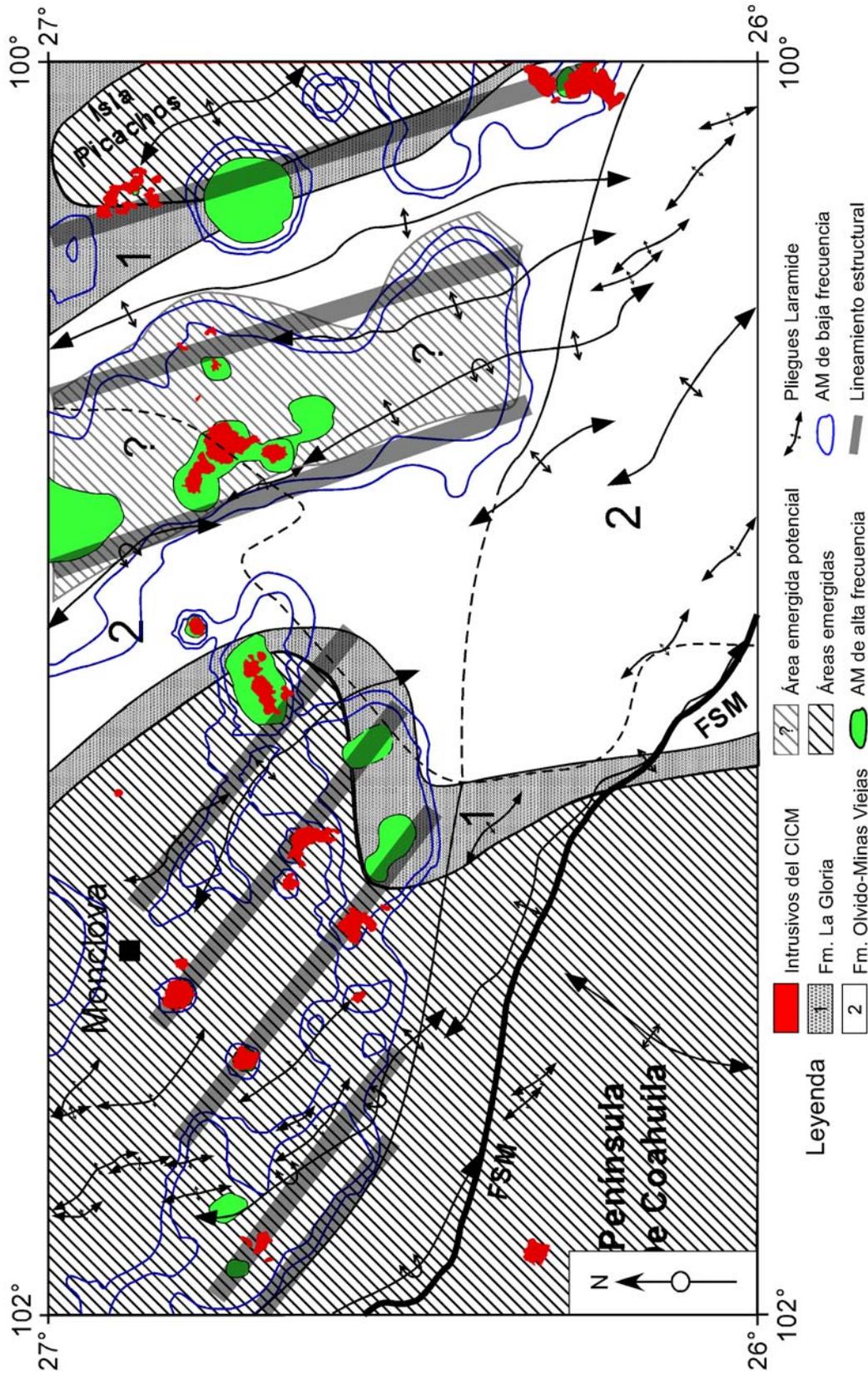


Figura 6-4. Lineamientos estructurales que generan la distribución de anomalías magnéticas de baja y alta frecuencia, los altos de basamento definidos por estas, los intrusivos del CICM y los pliegues Laramide dentro del CPC. Nótese que existe una anomalía magnética de baja frecuencia con sus asociadas de alta frecuencia a escala regional que definen un cambio de los lineamientos estructurales en general para la parte oriental del CICM de rumbos NW en el oeste a NNW en el este. Es notable la correlación e influencia de basamento sobre la distribución de las facies (Eguiluz, 2001), estilos de deformación y magmatismo del CICM. Se destaca también que el magmatismo del CICM se empleó en áreas donde no existen depósitos importantes de evaporitas. FSM: Falla San Marcos, AM: Anomalía Magnética.

En la Figura 6-4, se muestra la distribución espacial de lineamientos principales de basamento en la Cuenca de Sabinas, ubicación de altos de basamento delimitados por las fallas, distribución de los intrusivos del CICM, localización de anomalías aeromagnéticas de alta y baja frecuencia, así como ejes de pliegues laramídicos principales en la zona. Algunas anomalías aeromagnéticas de alta frecuencia muestran lo que pudieran ser cuerpos intrusivos cerca de la superficie que no están expuestos. Estas anomalías de alta frecuencia ayudan a hacer una configuración más real de la relación entre fallas de basamento y los intrusivos del CICM. Con base en lo anterior, parece ser que el control estructural sobre la distribución de los intrusivos del CICM no es un lineamiento de basamento cercanamente este-oeste como es el arreglo de los intrusivos del CICM en superficie. De esta figura, se desprende que este puede corresponder a un arreglo complejo de fallas orientadas noroeste-sureste a nor-noroeste - sur-sureste. Esto último, sin duda debe ser de gran interés desde el punto de vista de exploración de yacimientos minerales metálicos en esta zona.

A continuación, se discuten las relaciones específicas entre el emplazamiento de los intrusivos y la deformación regional. Estas permitieron inferir la culminación del evento Laramide dentro del CPC.

6.4.1 *Plutones post-tectónicos del CICM*

De los 16 intrusivos estudiados del CICM, hay algunos en donde no es posible establecer su edad con respecto al plegamiento (Colorado, Cerro Colorado, San Lorenzo, Marcelinos, Reforma y Las Tetillas), ya que no presentan relaciones de corte directas con los pliegues. A este tipo de plutones se les ha llamado en la literatura “*mystery plutons*” o plutones enigmáticos (Paterson *et al.*, 1991). Por lo anterior, su relación de edad respecto a la deformación debió ser inferida con base en la presencia o ausencia de estructuras internas y por su edad con respecto a intrusivos claramente post-tectónicos o sin-tectónicos.

La foliación interna, tectónica o magmática, es una de las características importantes que puede utilizarse para inferir si los intrusivos fueron sin-tectónicos o post-tectónicos (emplazados forzadamente). La foliación magmática y, en ocasiones, la foliación formada en estado sólido, se genera en la etapa tardía de enfriamiento del magma. Esto sucede por dos

razones: a) por la ocurrencia de esfuerzos transferidos de la fuente durante la creación del espacio donde se emplaza el magma; y, b) por esfuerzos regionales externos impuestos a la cámara magmática (Paterson *et al.*, 1998). En el primer caso, cuando existen esfuerzos transferidos por la fuente durante la creación de espacio, comúnmente se genera una foliación interna que puede o no ser concordante con las foliaciones o estructuras regionales. En el CICM la mayoría de los intrusivos plegaron a las rocas encajonantes, pero en general no se observa el desarrollo de foliaciones magmáticas o en estado sólido dentro de los intrusivos. La única excepción es en el intrusivo Cerro Mercado. En otros cuerpos ni siquiera se observó foliación en el borde del intrusivo, que es el sitio donde, debido a la pérdida de calor, debieron existir contrastes fuertes de viscosidad entre las rocas encajonantes y el magma. Se cree que la ausencia de fábricas adentro de los intrusivos del CICM se debe a la composición de las rocas encajonantes (carbonatos), las cuales experimentaron reacciones de decarbonatización (pérdida de CO₂) durante el metamorfismo de contacto por lo que tienden a deformarse muy fácilmente facilitando así el emplazamiento pasivo del magma.

Puntos importantes a considerar son que las foliaciones magmáticas: a) se forman en la etapa más tardía de la cristalización del magma; b) con frecuencia se desarrollan después de la construcción de la cámara magmática; c) son indicadores pobres de la deformación total en el sistema y pueden ser fácilmente borradas, por lo que estas preservan únicamente el último pulso de deformación durante la cristalización; y, d) en plutones con foliaciones altamente discordantes con las estructuras regionales, la foliación magmática resulta de deformación controlada por flujo interno de la cámara (*filter pressing* o por incrementos de la presión del magma durante la etapa final del emplazamiento). Se destaca también que con el incremento en la profundidad de emplazamiento, las fábricas desarrolladas cada vez reflejan más la deformación producto de esfuerzos regionales impuestos a la cámara magmática, y dado que las foliaciones magmáticas pueden ser borradas fácilmente y reflejar únicamente el último pulso de la deformación, las cámaras magmáticas pueden proporcionar un registro relativamente directo del paleoesfuerzo regional impuesto (Paterson *et al.*, 1998).

Sin embargo, estos criterios tienen una aplicación limitada en los intrusivos del CICM, con la excepción del intrusivo Cerro Mercado, debido a que la mayoría de los

intrusivos (Colorado, Cerro Colorado, San Lorenzo, Marcelinos, Reforma y Las Tetillas) están compuestos por pórfidos, y su forma es cercana a la geometría de una estructura lacolítica ideal, ***no presentan foliaciones magmáticas ni tectónicas*** y, sus contactos con las rocas encajonantes son altamente irregulares. Todas estas características, en primera instancia, sugieren que estos intrusivos son post-tectónicos y que algunos fueron emplazados de manera forzada y otros en forma pasiva. De acuerdo a los aspectos teóricos citados en los párrafos anteriores sobre el origen de las foliaciones, al parecer el nivel mismo de emplazamiento de estos intrusivos (< 5 km), la ausencia de esfuerzos regionales impuestos durante su emplazamiento y la litología de las rocas encajonantes, debieron haber controlado el nulo desarrollo de foliaciones magmáticas y tectónicas internas.

Un límite a la profundidad de emplazamiento de los intrusivos del CICM, se infiere con base en el espesor de la secuencia marina del Mesozoico en la Cuenca de Sabinas que ha sido cortada por pozos de PEMEX, a partir de los cuales se conoce que el espesor máximo de la secuencia marina del Mesozoico en el centro de la cuenca alcanza casi los 6000 m (Eguiluz, 2001), mientras que debe ser < 5000 m en la zona de basamento intermedio al sur del CPC donde los intrusivos del CICM fueron emplazados.

Por otro lado, los intrusivos que muestran relaciones de corte claras con respecto a estructuras (pliegues o fallas) generadas por deformación regional son: La Iguana, Complejo Candela (Providencia, Lobo Chico, Lobo Grande, Carrizal, Pico Candela y Boludo), Pánuco-I y Pánuco-II (Anexo I). Aunque no se desarrolló cartografía detallada en el intrusivo La Iguana, si se realizaron secciones de reconocimiento durante la colección de muestras para el estudio geoquímico regional del presente trabajo. Se observó que el intrusivo La Iguana corta abruptamente a un anticlinal, aquí nombrado Casa Blanca, con rumbo promedio nor-noroeste y con una traza de plano axial algo serpenteante, localizado al este del anticlinal de Lampazos. El intrusivo La Iguana no presenta foliación, tiene un contacto altamente irregular y fue emplazado en rocas del Cretácico Superior, prácticamente en la zona de culminación de la charnela de un anticlinal abierto que es el que presenta el relieve topográfico más suave de los anticlinales que son cortados por los intrusivos del CICM. Con base en la relación de corte del intrusivo La Iguana, la ausencia de foliaciones magmáticas y/o tectónicas dentro del

intrusivo y, a la ausencia de deformación en su aureola termal desarrollada en la charnela del anticlinal, se interpreta que este intrusivo es post-tectónico y fue emplazado pasivamente (Anexo I).

El Complejo Candela, compuesto por seis cuerpos magmáticos coalescentes (Figura 6-5a y b), de acuerdo a nuestra interpretación de la carta de anomalías magnéticas publicada por el COREMI (2001) forma un solo cuerpo a la profundidad (Figura 6-5a). Los intrusivos no están foliados aunque muestran un contacto casi concordante con sus rocas encajonantes. De los seis intrusivos, solamente en el intrusivo Providencia se realizó cartografía geológica-estructural de detalle, por ser en el cual se observó mayor deformación en su aureola tectónica y por estar más próximo a estructuras regionales (Figura 6-6).

El intrusivo Providencia se emplazó en la caliza de la Formación Tamaulipas Superior y lutita de la Formación Kiamichi. Las estructuras en la aureola tectónica como pliegues, fallas, fracturas y diques, indican que el intrusivo experimentó una expansión casi radial con mayor deformación hacia el oeste-suroeste (Figura 6-6). De acuerdo a la anomalía magnética del Complejo Candela, lo que aflora del intrusivo Providencia corresponde a la parte superior de un cuerpo más extenso (Figura 5-30a). Con base en la deformación presente en su borde, la ausencia de foliaciones internas (magmáticas y tectónicas), generación de una falla mayor al oeste que indica levantamiento vertical con transporte tectónico hacia el oeste (Figura 6-6a y b), rotación de estructuras laramídicas a todas las escalas durante su emplazamiento (mesopliegues y macropliegues; Figura 6-6a), contacto irregular y, sobre todo por cortar por medio de diques a estructuras generadas por una deformación previa así como por desviar a los ejes de pliegues regionales durante su emplazamiento (Figura 6-5c y 5-31), se concluye que el Complejo Candela es post-tectónico y fue generado durante un emplazamiento forzado de magma. Para este complejo, el intrusivo Providencia es el que mejor documenta las características de un intrusivo post-tectónico.

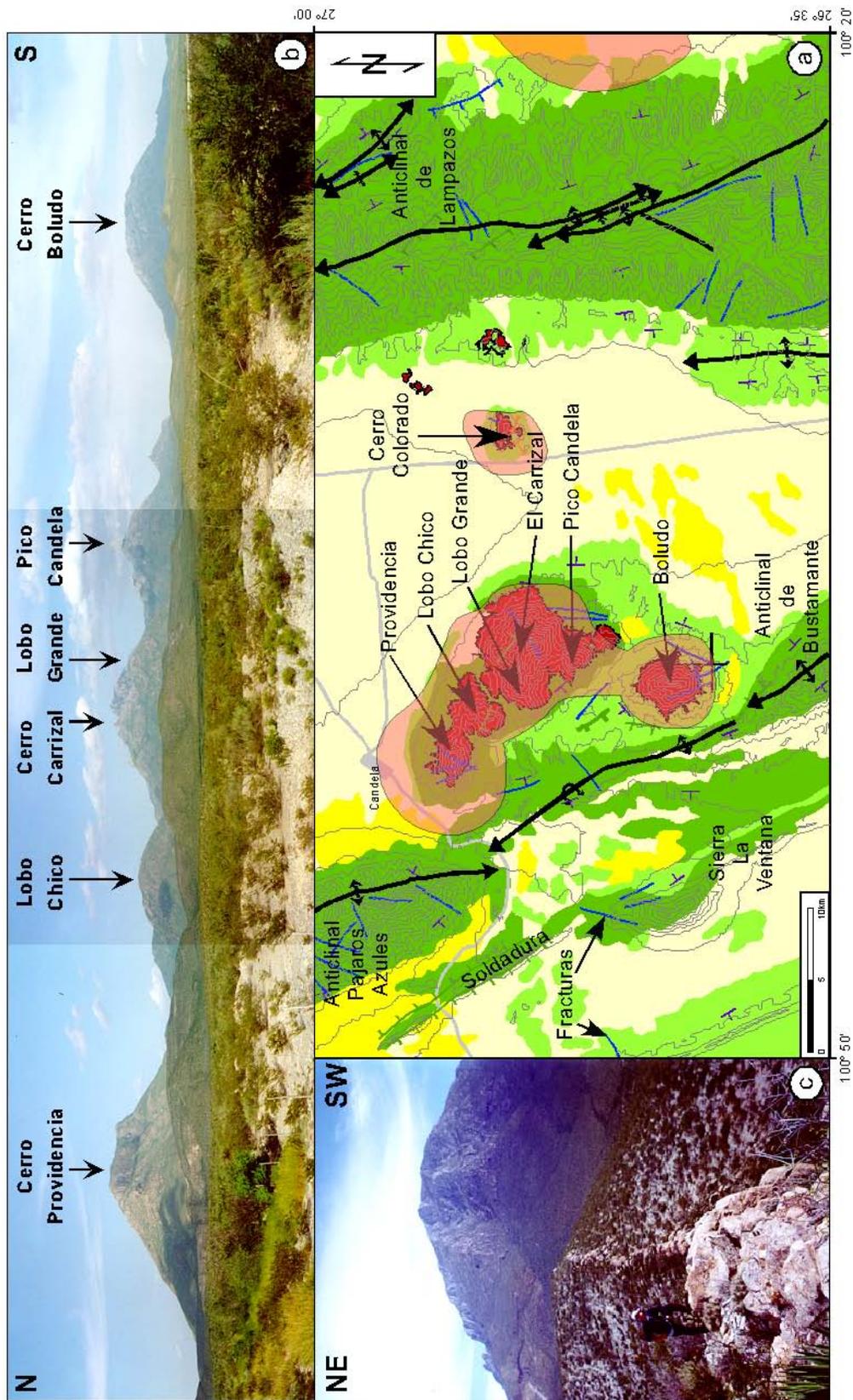


Figura 6-5. a) Mapa regional del Complejo Candela y su relación con estructuras plegadas de la parte oriental del CPC. Nótese la dimensión de la anomalía magnética (color rojo pálido) que genera el Complejo Candela y su efecto de rotación sobre las estructuras plegadas regionales en el noroeste. b) vista radial emplazado hacia el NW desde el borde del intrusivo Providencia. Colores verdes rocas cretácicas, amarillo fuerte es conglomerado y tenue es relleno aluvial del valle y color rojo intenso son intrusivos del Complejo Candela.

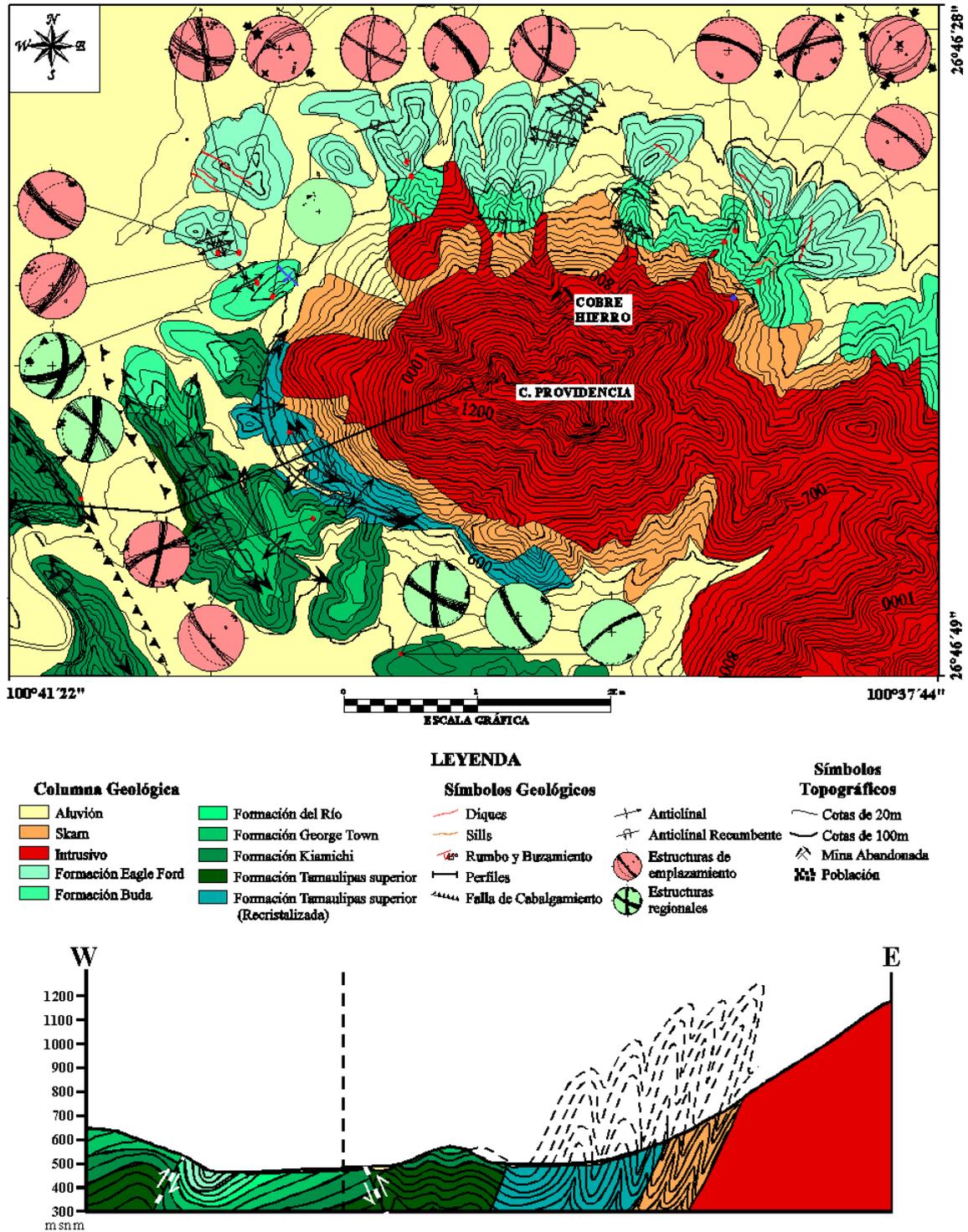


Figura 6-6. Carta y sección geológica del intrusivo Providencia. Este cuerpo está localizado en la parte oeste del Complejo Candela. Nótese la deformación producto de emplazamiento hacia el oeste del intrusivo y la rotación de ejes de mesopliegues laramídicos debido al emplazamiento ígneo forzado. Este intrusivo es considerado aquí como uno de los mejores ejemplos de emplazamiento post-tectónico dentro del CICM (modificado de González-Becerra, 2004).

Los intrusivos del Complejo Candela fechados en el presente trabajo por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para determinar la edad de culminación del evento Laramide son: el Cerro Boludo (edad de isócrona en ortoclasa: 39.05 ± 0.19 Ma, fusión total de biotita: 40.91 ± 0.06 Ma y edad promedio en biotita: 40.65 ± 0.14 Ma), Cerro Providencia (fusión total en biotita: 40.88 ± 0.06 Ma) y El Carrizal (fusión total en biotita: 39.97 ± 0.04 Ma). Aunque las edades de estos intrusivos son edades de enfriamiento (Figura 6-7 y Tabla 6-2), aquí se considera que estas edades son muy cercanas a las edades de emplazamiento, que puedan ser definidas en circones por el método U-Pb, debido a que las texturas porfídicas comunes en estos intrusivos indican enfriamiento rápido del magma en un nivel somero de la corteza. Por lo anterior, las edades isotópicas de estos intrusivos son aquí utilizadas para enmarcar el tiempo de culminación del evento Laramide dentro del CPC y en el mismo noreste de México. Además de los datos estructurales citados, considero que la ausencia de foliación magmática en estos cuerpos, sugiere que no existieron esfuerzos regionales importantes impuestos sobre las cámaras magmáticas durante su enfriamiento. En la Tabla 6-2 se muestran los detalles del calentamiento por pasos de las muestras de los intrusivos Boludo (CB-1), Providencia (PP-6) y Carrizal (EC-1).

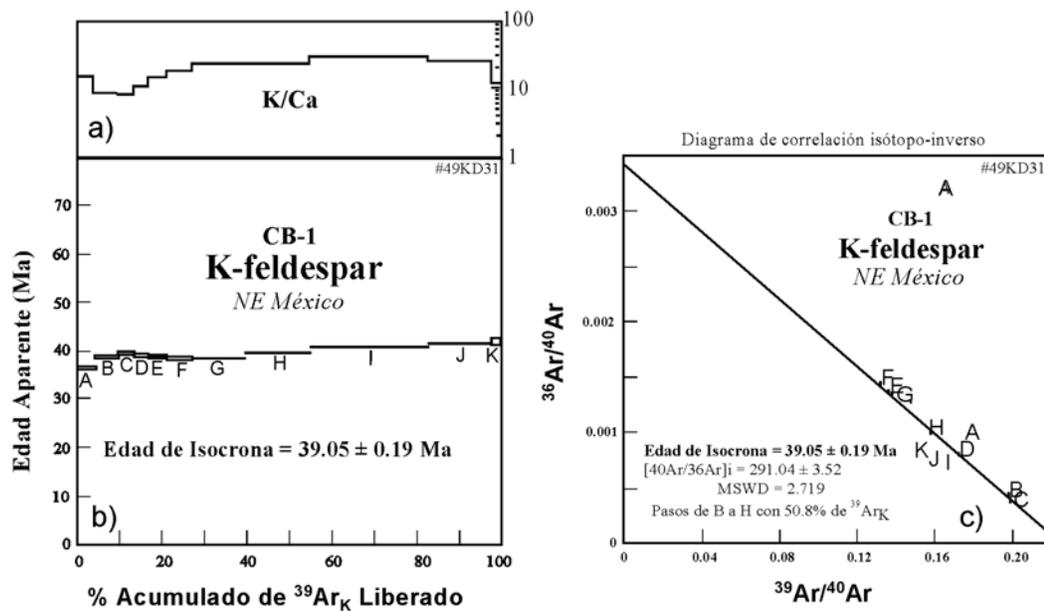


Figura 6-7. Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el intrusivo Cerro Boludo del Complejo Candela. Se muestran el diagrama K/Ca (a), espectro de edad aparente (b) y, la isócrona (c) para la muestra CB-1.

Tabla 6-2. Datos isotópicos de Ar del calentamiento por pasos de la muestra CB-1 (ortoclasa) del intrusivo Cerro Boludo y de los valores de la fusión total de las biotitas de las muestras de los intrusivos Cerro Boludo (CB-1), El Carrizal (EC-1) y Cerro Providencia (PP-6) procesadas en el Laboratorio del *United States Geological Survey*.

Paso	Temp. °C	% ³⁹ Ar del Total	Radiogénico Producido (%)	³⁹ Ar _k (Moles x 10 ⁻¹²)	⁴⁰ Ar* ³⁹ Ar _k	Aparente K/Ca	Aparente K/Cl	Aparente Edad (Ma)	Error (Ma)
CB-1 NE México Feldespato-K J = 0.004949 ± 0.25% wt = 33.2 mg #49KD31									
A	800	4.2	71.8	0.09324	4.109	14.67	273	36.31 ± 0.12	
B	900	5.7	86.7	0.12467	4.375	8.24	550	38.64 ± 0.10	
C	950	3.7	88.7	0.08167	4.459	8.10	602	39.38 ± 0.13	
D	1000	3.5	76.2	0.07681	4.414	10.38	515	38.98 ± 0.14	
E	1050	4.3	60.0	0.09506	4.378	13.86	285	38.67 ± 0.14	
F	1100	6.0	57.6	0.13148	4.342	17.58	211	38.35 ± 0.18	
G	1150	12.5	60.1	0.27330	4.344	21.74	140	38.37 ± 0.07	
H	1200	15.1	70.4	0.33154	4.468	22.36	111	39.45 ± 0.06	
I	1250	27.9	77.9	0.61320	4.592	28.47	127	40.53 ± 0.04	
J	1300	14.8	76.3	0.32399	4.673	24.37	172	41.25 ± 0.05	
K	1350	2.2	74.3	0.04900	4.731	11.78	158	41.76 ± 0.32	
Gas Total		100.0	72.8	2.19394	4.489	21.32	207	39.64	
								Edad de Isócrona	39.05 ± 0.19
CB-1 NE México Biotita J = 0.004930 ± 0.25% wt = 27.2 mg #51KD31									
A	900	6.3	92.0	0.05849	4.699	33.0	52	41.31 ± 0.21	
B	950	9.5	96.2	0.08788	4.658	48.6	54	40.96 ± 0.14	
C	1000	7.5	97.2	0.06979	4.617	30.5	54	40.60 ± 0.06	
D	1050	5.8	98.0	0.05341	4.617	16.6	54	40.60 ± 0.13	
E	1100	5.8	92.0	0.05334	4.624	14.1	53	40.67 ± 0.14	
F	1150	6.5	96.1	0.06003	4.658	16.2	53	40.96 ± 0.12	
G	1200	11.2	97.9	0.10353	4.621	23.3	52	40.64 ± 0.05	
H	1250	21.6	98.0	0.20018	4.591	10.8	54	40.38 ± 0.05	
I	1350	26.0	97.6	0.24084	4.632	2.0	55	40.73 ± 0.03	
Gas Total		100.0	96.8	0.92750	4.628	17.2	54	40.70	
								Edad Promedio	40.65 ± 0.14
CB-1 NE México Biotita FT J = 0.004931 ± 0.25% wt = 7.7 mg #51KD31									
A	1450	100.0	96.4	0.31083	4.651	25.9	52	40.91 ± 0.06	
PP-6 NE México Biotita FT J = 0.004925 ± 0.25% wt = 4.8 mg #50KD31									
A	1450	100.0	92.2	0.20082	4.654	10.0	29	40.88 ± 0.06	
EC-1 NE México Biotita J = 0.004936 ± 0.25% wt = 26.7 mg #44KD31									
A	900	6.7	90.7	0.10727	4.548	62.3	44	40.05 ± 0.14	
B	950	8.5	95.4	0.13610	4.566	77.2	45	40.20 ± 0.12	
C	1000	4.9	94.5	0.07888	4.499	50.9	45	39.63 ± 0.13	
D	1050	4.5	90.5	0.07123	4.519	36.0	44	39.80 ± 0.15	

<i>Continuación</i>								
E	1100	8.3	84.0	0.13205	4.538	18.8	41	39.97 ± 0.11
F	1150	12.5	90.9	0.19923	4.540	20.7	43	39.98 ± 0.07
G	1200	28.1	97.3	0.44757	4.583	89.6	45	40.36 ± 0.03
H	1250	23.2	98.5	0.36989	4.593	64.5	47	40.45 ± 0.05
I	1350	3.3	97.3	0.05289	4.454	16.8	50	39.23 ± 0.20
Gas Total		100.0	94.6	1.59511	4.561	59.7	45	40.17
EC-1	NE México	<u>Biotita FT</u>		J = 0.004902 ± 0.25%	wt = 4.4 mg	#45KD31		
A	1450	100	91	0.27053	4.570	18.4	44	39.97 ± 0.04

* Las edades están calculadas suponiendo una relación inicial de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295.5$. Las estimaciones de la precisión están dentro del nivel 1s. Las edades de pasos individuales no incluye el error en el parámetro de irradiación J. El error para la edad de gas total no está calculado. FT: Fusión Total, wt: peso y mg: miligramos.

Otros de los intrusivos considerados aquí como post-tectónicos, debido a las relaciones de corte que muestran con respecto a pliegues regionales dentro del CPC, son Pánuco-I y Pánuco-II. Ambos intrusivos cortan el flanco oeste del sinclinal de Huizachal, que posiblemente fue generado durante el emplazamiento de un diapiro de evaporita. Esto produjo una “soldadura” que hoy en día compone a la sierra La Ventana, que se ubica entre el sinclinal de Huizachal y el anticlinal de Pájaros Azules (Anexo I: ver mapa y sección geológica). Semejante a lo que ocurre en el Complejo Candela, los intrusivos de Pánuco definen una sola anomalía magnética mayor de alta frecuencia, que aquí es interpretada también como producto de la unión a profundidad de estos dos cuerpos.

A continuación se describen los intrusivos que pudieron haber sido emplazados sin-tectónicamente. Esto se infiere de la presencia de: a) deformación en su borde; b) foliación magmática y tectónica interna; y, c) por su relación de emplazamiento con respecto a las estructuras plegadas y, d) por su edad. Estos son, los intrusivos Cerro Mercado y quizás el intrusivo La Soledad.

6.4.2 Plutones sin-tectónicos

6.4.2.1 Intrusivo Cerro del Mercado

Debido a que presenta fábricas internas que sugieren que fue deformado durante y, al parecer, después de su emplazamiento, el intrusivo Cerro del Mercado es considerado en esta investigación como una estructura clave para conocer la edad de culminación de la deformación Laramide en el CPC. El fechamiento de este intrusivo y las edades obtenidas en los intrusivos del Complejo Candela, prácticamente son las que definen el intervalo de tiempo en el que el evento de deformación Laramide terminó en Coahuila. El intrusivo Cerro del Mercado está ubicado en la parte occidental del CICM y se localiza justo al sur de la ciudad de Monclova, generando el relieve más abrupto al sur de esta localidad. Sus afloramientos tienen una superficie de 12 km² (Figura 6-8).

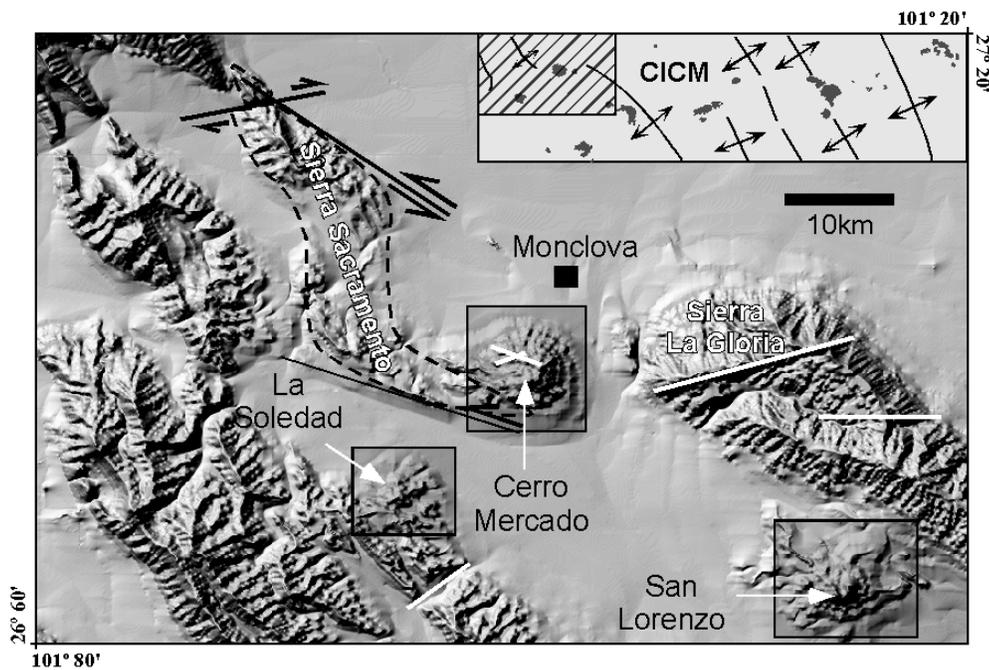


Figura 6-8. a) Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM). b) Modelo de elevación digital que muestra a los intrusivos Cerro del Mercado, La Soledad y San Lorenzo, así como rasgos estructurales lineales importantes en el área.

El intrusivo Cerro del Mercado se emplazó en el extremo sureste de una estructura compleja compuesta por dos anticlinales que imitan un sigmoide orientado noroeste-sureste, que en conjunto componen a la Sierra de Sacramento (Figura 6-8). A primera vista, la

relación del intrusivo con la estructura plegada sugiere ser post-tectónica, debido a que el magma causó un levantamiento dómico de toda la secuencia cretácica, aunque los efectos son más marcados entre las formaciones Tamaulipas Superior a Buda que afloran cerca del intrusivo. Sobreyaciendo concordantemente a la Formación Tamaulipas Superior se presenta la Formación Kiamichi, constituida de tres miembros, dos arcillosos y un calcáreo intermedio. El contacto inferior entre la Formación Kiamichi y la Formación Tamaulipas Superior es abrupto y forma puertos de erosión por contrastes litológicos (lutita/caliza masiva, respectivamente). El miembro calcáreo intermedio de la Formación Kiamichi está compuesto de marga y caliza de espesores delgados a medianos (10 a 50 cm). El miembro arcilloso superior, al igual que el miembro inferior, define otro cambio de relieve en el contacto con la Formación George Town del Grupo Washita (Figura 6-9).

Una secuencia característica observada en el CPC es la del Grupo Washita. Humphrey (1956) integró tres paquetes sedimentarios dentro de este grupo, dos compuestos por sedimentos calcáreos y uno intermedio de naturaleza arcillosa, estos son La Formación George Town, Del Río y Buda. El Grupo Washita aflora en regiones extensas en el norte de Coahuila y Nuevo León. Las tres formaciones que lo constituyen son concordantes entre sí, sobreyacen y subyacen de la misma forma a las Formaciones Kiamichi y Eagleford, respectivamente, aunque esta última no aflora en el área de estudio (Figura 6-10a y b).

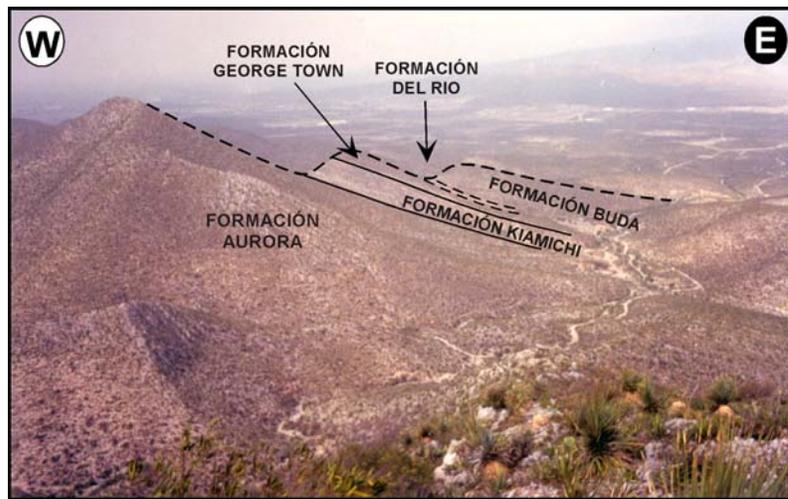


Figura 6-9. Panorámica de la morfología generada por los contrastes litológicos de las Formaciones del Cretácico Superior en los bordes del Cerro Mercado. Relaciones similares ocurren en la gran mayoría de los intrusivos del CICM.

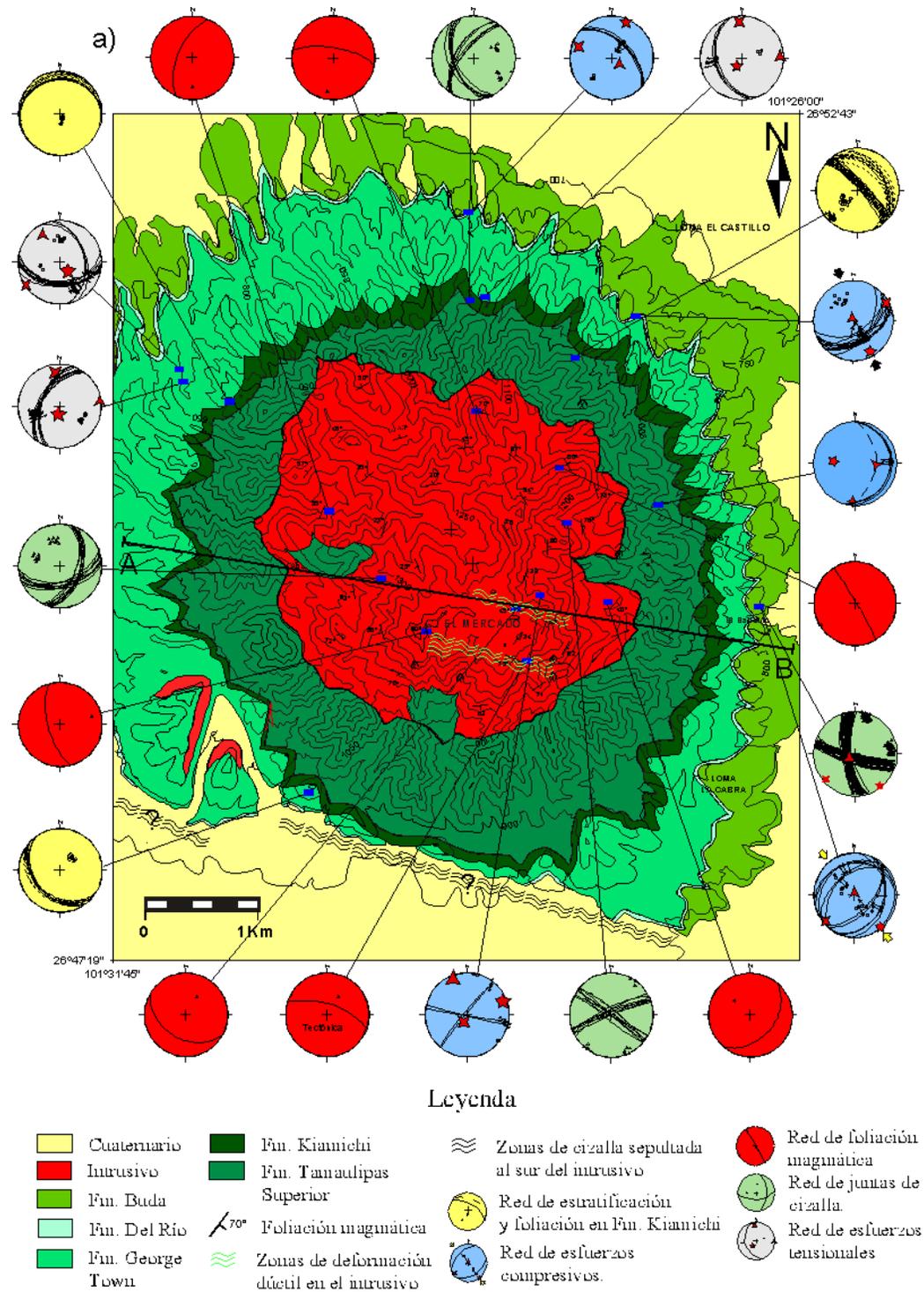


Figura 6-10 a) Mapa geológico del intrusivo sin-tectónico Cerro del Mercado (modificado de Porras-Vázquez, 2002 y Terrazas-Calderón, 2002).

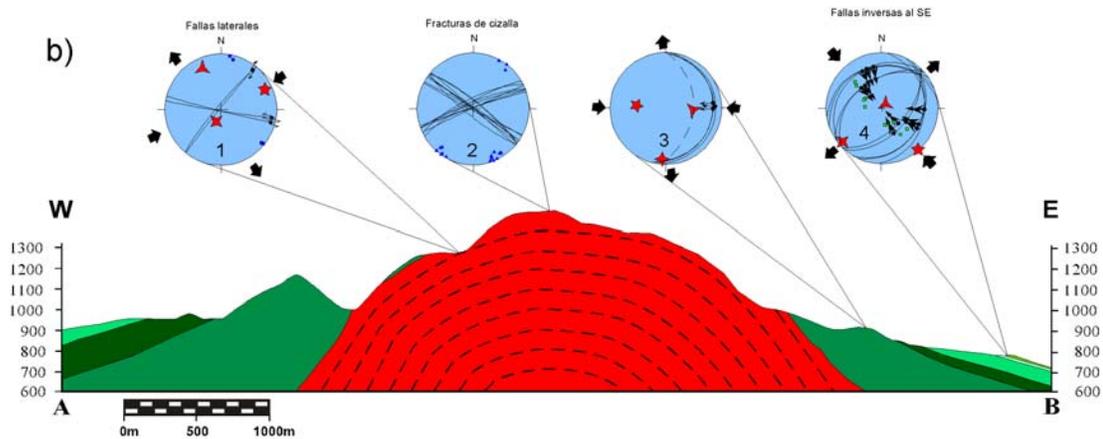


Figura 6-10 b) Sección geológica idealizada del intrusivo sin-tectónico Cerro del Mercado. Las redes estereográficas muestran: 1) fallas laterales paralelas a zonas de cizalla dúctil dentro del intrusivo, 2) pares conjugados de fracturas de cizalla congruentes con el sistema de fallas dentro del intrusivo, 3) fallas de empuje producto de emplazamiento cerca del contacto plutón-roca encajonante en la Fm. Tamaulipas Superior y, 4) fallas inversas conjugadas en la Formación Buda producto de emplazamiento. Las curvas discontinuas dentro del intrusivo (rojo) muestran la actitud de la foliación magmática (modificado de Porras-Vázquez, 2002 y Terrazas-Calderón, 2002).

Con base en el análisis estructural y la cartografía geológica realizada, se observó que el intrusivo Cerro Mercado presenta un borde irregular, más marcado en su margen noreste (Figura 6-10a). Por otro lado, existen dique-estratos (*sills*) que se emplazaron siguiendo a los miembros arcillosos de las formaciones Kiamichi y Del Río. Se cree que los dique-estratos fueron basculados durante el emplazamiento, ya que presentan inclinación radial hacia afuera del intrusivo y deformación quizás relacionada a la expansión tardía de la cámara magmática.

La ocurrencia de *sills* levantados y cizallados al igual que las rocas encajonantes, sugiere que la cámara magmática pudo haber evolucionado inicialmente a partir de un enjambre de diques y *sills* emplazados en los miembros arcillosos que, con mayor ascenso de magma, se unieron para conformar el cuerpo intrusivo principal que se expandió generando basculamiento a los dique-estratos y deformación en las rocas encajonantes. Este tipo de relaciones de emplazamiento entre miembros arcillosos y *sills* es común también en los intrusivos Marcelinos y La Soledad. Sin embargo, es necesario un estudio paleomagnético de los *sills* para determinar si fueron basculados después de su emplazamiento o si estos aprovecharon los contrastes litológicos después de que las rocas ya habían sido basculadas.

Deformación dentro del intrusivo: Foliación magmática y tectónica. Existe un claro desarrollo de foliaciones magmáticas y tectónicas (*subsolidus*). La foliación magmática está presente dentro del intrusivo y está definida por el arreglo de minerales máficos como hornblenda y biotita. Por otro lado, las foliaciones tectónicas se concentran en zonas de cizalla con deformación cataclástica y ultramilonítica (Figura 6-11), identificándose en la parte sur y sureste del intrusivo; siendo su orientación discordante a la foliación magmática (Figura 6-10a). Las zonas de deformación milonítica son parte de zonas de cizalla lateral con espesores de hasta más de 1.4 metros.

Esta deformación, al igual que la foliación magmática concéntrica presente dentro del intrusivo, se interpreta como producto de esfuerzos regionales impuestos durante el emplazamiento, ya que es prácticamente imposible obtener este estilo de deformación en emplazamientos post-tectónicos y/o por esfuerzos transferidos desde la fuente relacionados puramente al emplazamiento (Paterson *et al.*, 1991 y Paterson *et al.*, 1998). Esto debido a que este tipo de deformación se genera bajo condiciones de temperatura (cuando el intrusivo aún estaba caliente) y presión altas (*i.e.* causadas por esfuerzos regionales impuestos), estas últimas imposibles de alcanzar en condiciones de emplazamiento pre o post-tectónico al nivel de emplazamiento de los intrusivos del CICM (< 5 km).

Lo anterior, permite inferir que el intrusivo Cerro Mercado debió efectivamente haber sido emplazado durante la segunda fase de la deformación Laramide, la cual generó rasgos muy particulares en el CPC. Esta segunda fase aquí se relaciona con la reactivación de fallas de basamento en el sur del CPC, la cual incluyó la reactivación con componente inversa de la misma Falla San Marcos. Considero que la reactivación de fallas de basamento (al disminuir su cohesión), fue lo que debió haber facilitado la canalización y ascenso rápido de magma hasta niveles tan someros como <5 km. Es importante destacar que existe una relación muy marcada de la distribución de los intrusivos del CICM con rasgos de basamento en la región y del mismo volcanismo de la Sierra Madre Occidental al oeste de Coahuila, y hasta del volcanismo tipo intraplaca presente en los bordes y dentro de la Cuenca de Sabinas.

Además de la deformación dúctil dentro del intrusivo, también existe un fracturamiento que define arreglos o pares conjugados de fracturas muy marcado, que es consistente con el arreglo de fallas dentro de la zona de cizalla dúctil (Figura 6-10b). El arreglo de fallas dentro de la zona de cizalla dúctil y los pares conjugados de fracturas definen una dirección de acortamiento general de oeste-suroeste – este-noreste a este – oeste.

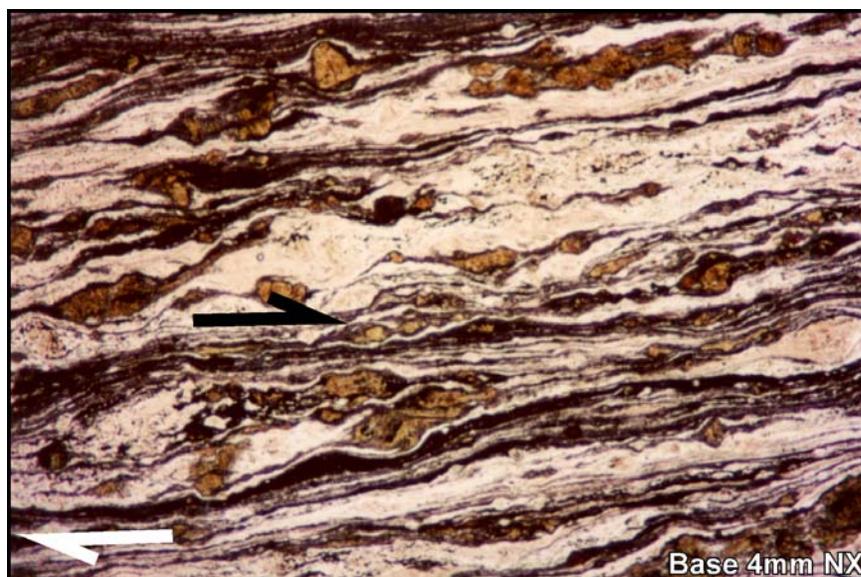


Figura 6-11. Fotografía en sección delgada de una milonita colectada en el intrusivo Cerro del Mercado. La muestra corresponde a una roca con fábrica milonítica, compuesta por minerales de cuarzo y material residual en la matriz, porfidoclastos de feldespato potásico y minerales máficos en los núcleos de objetos sigma y delta (Passchier and Trouw, 1996). Nótese que las colas de presión asimétricas alrededor de los objetos sigma y delta indican una cizalla dextral. Esta muestra está orientada y fue cortada perpendicular al rumbo de la foliación milonítica, el rumbo de la foliación es $270^{\circ} / 65 \text{ N}$ (ver Figura 6-10a).

Deformación en la aureola tectónica del intrusivo. El levantamiento en forma dómica observado en los alrededores del Cerro del Mercado, es la evidencia más contundente de que el emplazamiento del intrusivo produjo deformación en las rocas encajonantes. Sin embargo, este levantamiento dómico interacciona con estructuras regionales del CPC por lo que fue necesario evaluar dentro de la aureola tectónica la existencia de otras direcciones de acortamiento que podrían ser anteriores, contemporáneas o posteriores al emplazamiento intrusivo.

Por mucho, la mayor parte de la deformación en la aureola tectónica del intrusivo fue producto del emplazamiento magmático. El intrusivo levantó la secuencia sedimentaria y debió haber experimentado expansión radial con mayor deformación hacia el este. Lo anterior, apoyado en la ocurrencia de fallas de empuje en la Formación Tamaulipas Superior que no se presentan en el área oeste (Figura 6-12), mayor acortamiento dentro de la Formación Kiamichi, así como pliegues y fallas inversas hasta en la misma Formación Buda que aflora en la parte más externa en el este y sureste (Figura 6-10a y b).

Se interpreta que las fallas presentes dentro de la Formación Tamaulipas Superior en la parte este de la aureola tectónica, debieron formarse en la etapa inicial del emplazamiento magmático y después debieron ser rotadas, como se cree pudo ocurrir con el basculamiento de los *sills* alrededor del intrusivo. Es decir, la generación de ciertas fallas y el emplazamiento de *sills*, debió ser en la etapa inicial del emplazamiento del intrusivo Cerro del Mercado, estructuras que posteriormente con el crecimiento de la cámara magmática debieron ser basculadas, esto aquí se considera como una evidencia que apoya la idea de la expansión radial tardía del plutón Cerro del Mercado y el emplazamiento forzado del magma.

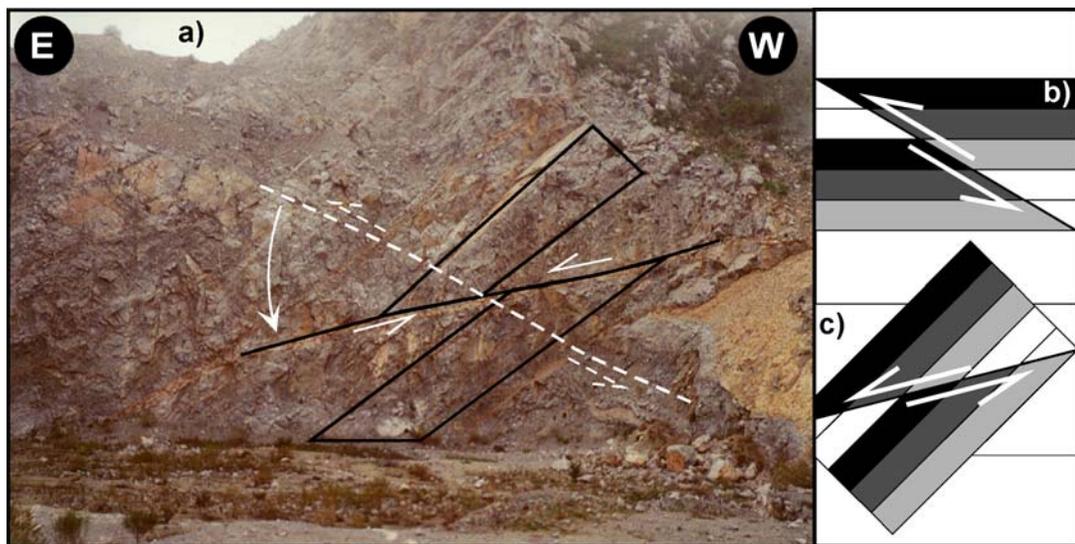


Figura 6-12. a) Falla de empuje en la Formación Tamaulipas Superior producto de emplazamiento, b) esquema propuesto para la generación de esta falla durante la etapa inicial del emplazamiento, cuando las capas sedimentarias aún guardaban una posición horizontal y, c) posición final de la falla y las capas sedimentarias después del crecimiento de la cámara magmática y expansión tardía del intrusivo Cerro del Mercado.

En general, las estructuras producto de emplazamiento (*i.e.* fallas en la Formación Tamaulipas Superior, Buda y la foliación en la Formación Kiamichi) indican una dirección de acortamiento perpendicular al borde intrusivo (Figura 6-10a). El tensor de esfuerzos calculado para las fallas en las formaciones Tamaulipas Superior y Buda, produce una posición de σ_1 casi horizontal y perpendicular al contacto plutón-roca encajonante, lo cual fortalece la idea de que esta deformación fue producto de emplazamiento. Algunas de estas fallas se encuentran en la zona de recristalización y alteración hidrotermal (*i.e.* Formación Tamaulipas Superior; Figura 6-12), por lo que no existe duda sobre su origen. Dentro de la Formación Buda, en la parte noreste y sureste de la aureola (Figura 6-10), hay fallas que definen direcciones de acortamiento casi norte-sur y noroeste-sureste, respectivamente. El tensor de esfuerzos calculado tienen σ_1 horizontal casi perpendicular al contacto intrusivo-roca encajonante, lo que apoya que el acortamiento en la secuencia sedimentaria marina producto de emplazamiento afectó al menos dos kilómetros fuera del contacto plutón-roca encajonante (Figura 6-10).

Por otro lado, lo que sugiere ser un rasgo no relacionado con la deformación producto del emplazamiento magmático, es un lineamiento oeste-noroeste – este-sureste al sur del intrusivo que coincide con la ausencia de afloramientos de la Formación Buda del Grupo Washita (Figura 6-10a). Este lineamiento es paralelo al lineamiento que limita la parte sur de la Sierra de Sacramento, la cual forma un pliegue regional en forma de sigmoide (Figura 6-8). Estos lineamientos también son paralelos a los arreglos oeste-noroeste – este-sureste o noroeste-sureste que forman los intrusivos y las anomalías magnéticas de alta frecuencia en la zona como es el caso de los intrusivos Mercado, San Lorenzo y la anomalía de alta frecuencia ubicada más al sureste (Figura 6-4). Estos lineamientos reflejan la interacción, tanto en la deformación como con el magmatismo, de los rasgos de basamento en la región.

Adicionalmente, un campo de esfuerzos tensional afectó la región. En la parte norte y noroeste del área de estudio se observa un arreglo de fallas que acomodaron extensión, las direcciones noroeste-sureste y otra este-oeste (Figura 6-10a). Con base en las relaciones de campo, se interpreta que estas fallas normales son las estructuras más jóvenes en la aureola tectónica del intrusivo y que el esfuerzo tensional que las originó puede estar aún operando.

Lo anterior se menciona con base en trabajos recientes realizados sobre el análisis de esfuerzos en pozos profundos dentro de la Cuenca de Burgos en el noreste de México (Suter, 1991), y en el análisis de fallas en el Bloque de Coahuila (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) y Campo Volcánico de Camargo (Aranda-Gómez *et al.*, 2005a), que son áreas aledañas a la zona de estudio en donde se han calculado arreglos de esfuerzos similares a estos.

Con referencia a la deformación, debido a que el intrusivo no muestra una relación clara de concordancia o discordancia con la sierra de Sacramento (Figura 6-8), las zonas de cizalla cercanas al intrusivo con cinemáticas semejantes a la observada dentro de este, permiten especular sobre las relaciones emplazamiento-deformación regional y enfriamiento del intrusivo. Existe un nexo claro entre la orientación de fallas que desplazan planos axiales y las direcciones de cizalla en las colas de ejes de pliegues con forma sigmoide dentro del CPC, las cuales permiten sugerir que el estilo del fallamiento presente en las rocas encajonantes es bastante coherente con el observado en el intrusivo (Figura 6-8). Adicionalmente, al suroeste del intrusivo se observa que parte del Grupo Washita (Formación Buda), parece haber sido cortado por efecto de una zona de cizalla, ahora sepultada por materiales de pendiente, con orientación similar a la que debió haber deformado a la zona de culminación sureste de la estructura de la sierra de Sacramento. Estas zonas de cizalla son consistentes con las fallas y zonas de cizalla internas que generaron la zona de deformación milonítica en la parte interna sur del intrusivo (Figuras 6-8 y 6-10a).

Lo anterior, en conjunto con la deformación dúctil presente dentro del intrusivo y esta mencionada coherencia entre estructuras internas y las de las rocas encajonantes fuera de la aureola tectónica, fortalecen la interpretación de que el intrusivo debió haber sido emplazado durante el evento de deformación regional que generó al Cinturón Plegado de Coahuila, es decir el intrusivo Cerro del Mercado es un intrusivo sin-tectónico. Sin embargo, las interpretaciones estructurales deben ser apoyadas con edades isotópicas. Por lo anterior, el fechamiento de este intrusivo fue clave y se destaca que el intrusivo Cerro del Mercado produjo edades isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda de 44.29 ± 0.19 Ma (edad de meseta en la muestra M-23) y de biotita de 41.23 ± 0.02 Ma (edad de fusión total en la muestra M-27; Tabla 6-3 y Figura 6-12).

Las edades isotópicas indican que el magma se emplazó por lo menos antes de los 44 Ma (Figura 6-13 y Tabla 6-3). Esto sugiere que el intrusivo Cerro del Mercado es contemporáneo con parte de los sedimentos sin-orogénicos de los cinturones plegados de la Sierra Madre Oriental y Coahuila, y ligeramente más antiguo que la discordancia angular de los 39.5 Ma definida en la Cuenca de Burgos por Eguiluz (2001), como límite superior de la deformación Laramide en esta zona. Estas edades, fortalecen aún más la hipótesis del emplazamiento sin-tectónico del intrusivo Cerro del Mercado concluida con base en observaciones estructurales de campo dentro del intrusivo y en sus rocas encajonantes.

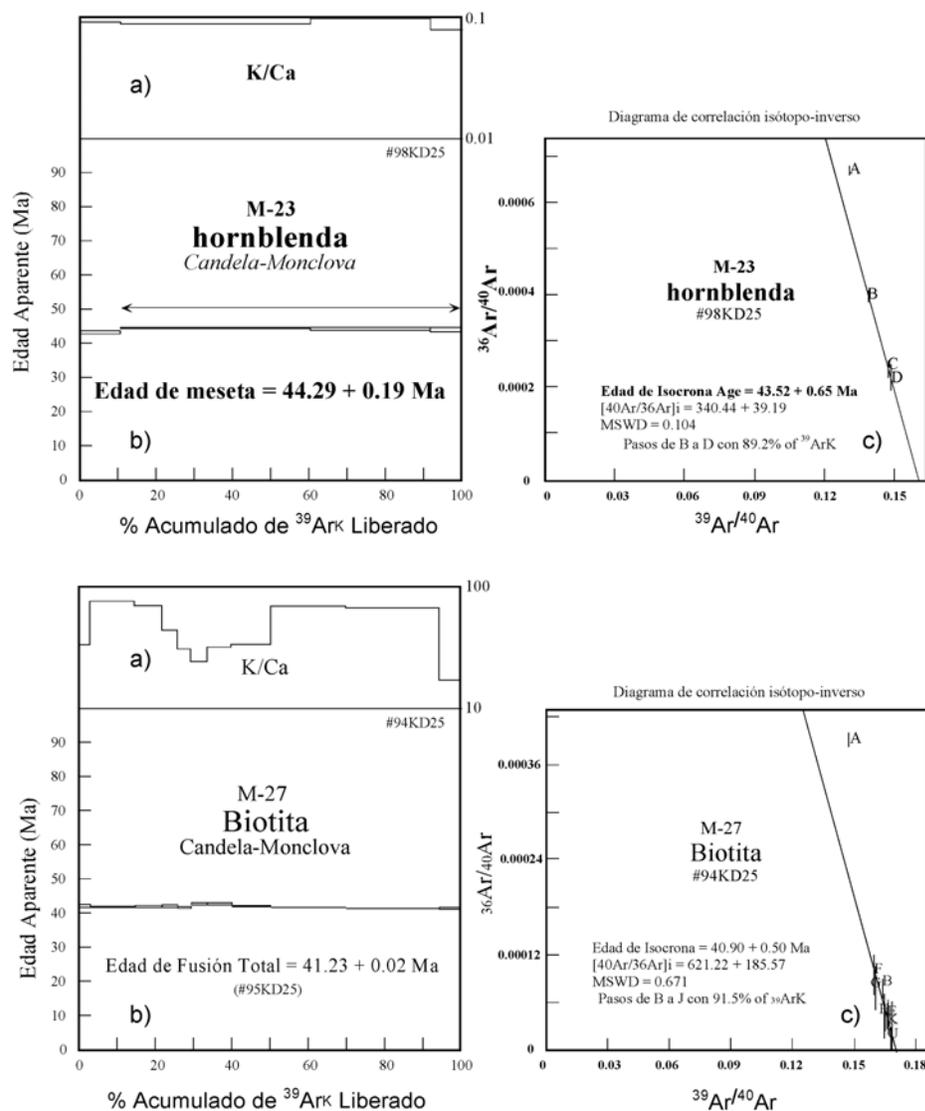


Figura 6-13. Espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para las muestras M-23 y M-27 del intrusivo sin-tectónico Cerro Mercado del CICM. Se muestran el diagrama K/Ca (a), espectro de edad aparente (b) y, la isócrona (c); para cada muestra.

Tabla 6-3. Datos isotópicos de Ar de calentamiento por pasos de las muestras M-27, M-24, M-11 y M-23 del intrusivo sin-tectónico Cerro Mercado procesadas en el Laboratorio del *United States Geological Survey*.

Paso	Temp. °C	% ³⁹ Ar Del total	Radiogénico producido (%)	³⁹ Ark (Moles x 10 ⁻¹²)	⁴⁰ Ar* ³⁹ Ark	Aparente K/Ca	Aparente K/Cl	Aparente Edad (Ma)	Error (Ma)
M-27 biotita J = 0.003918 ± 0.35% wt = 22.8 mg #94KD25									
A	750	3.1	88.4	0.079176	5.982	33.04	87	41.79	± 0.16
B	850	11.9	97.6	0.303778	5.949	76.11	97	41.56	± 0.05
C	900	7.2	98.9	0.183308	5.960	69.69	97	41.64	± 0.09
D	950	4.1	98.8	0.103966	5.981	43.65	95	41.79	± 0.16
E	1000	3.4	98.8	0.087171	5.928	30.45	95	41.42	± 0.19
F	1050	4.2	97.2	0.105953	6.089	23.77	92	42.53	± 0.18
G	1100	6.7	97.7	0.171468	6.096	31.88	95	42.58	± 0.14
H	1150	10.2	98.7	0.259870	5.999	33.82	98	41.91	± 0.06
I	1200	19.5	99.1	0.498232	5.907	68.89	77	41.27	± 0.02
J	1250	24.3	99.6	0.621039	5.886	67.35	100	41.13	± 0.03
K	1350	5.4	99.1	0.137381	5.886	16.98	99	41.13	± 0.14
Total Gas		100.0	98.5	2.551342	5.945	55.25	93	41.54	
M-27 biotita FT J = 0.003917 ± 0.35% wt = 5.0 mg #95KD25									
A	1450	100	97	0.499257	5.902	41.24	64	41.23	± 0.02
M-24 hornblenda J = 0.003918 ± 0.35% wt = 99.6 mg #96KD25									
A	900	7.0	92.4	0.066284	5.886	0.870	124.0	41.13	± 0.36
B	1000	6.3	92.1	0.059752	5.898	0.440	45.0	41.21	± 0.33
C	1100	18.1	82.6	0.171081	6.336	0.070	7.0	44.23	± 0.09
D	1150	21.8	87.9	0.205629	6.202	0.070	8.0	43.31	± 0.24
E	1175	7.7	91.6	0.073095	6.265	0.090	9.0	43.75	± 0.35
F	1200	7.6	89.3	0.071829	6.415	0.090	10.0	44.78	± 0.36
G	1225	11.2	89.9	0.105784	6.592	0.080	10.0	46.00	± 0.24
H	1250	10.3	90.8	0.097618	6.594	0.080	10.0	46.01	± 0.45
I	1300	9.9	89.7	0.093486	6.830	0.060	7.0	47.64	± 0.26
Gas Total		100.0	88.6	0.944558	6.352	0.154	18.9	44.35	
47.6% de gas liberado en los pasos C a E.					Edad	Promedio =		44.09	± 0.19
M-11 hornblenda J = 0.003918 ± 0.35% wt = 123.3 mg #97KD25									
A	900	3.8	80.3	0.052344	6.635	0.990	95.0	46.30	± 0.49
B	1000	4.7	89.5	0.063892	6.085	0.720	112.0	42.51	± 0.28
C	1100	7.4	82.3	0.101812	6.657	0.110	15.0	46.46	± 0.23
D	1150	27.6	86.1	0.378335	6.469	0.070	10.0	45.16	± 0.09
E	1175	10.4	92.7	0.142820	6.576	0.100	12.0	45.89	± 0.14
F	1200	8.6	91.5	0.117820	6.373	0.100	14.0	44.50	± 0.17
G	1225	11.7	91.6	0.160171	6.540	0.100	12.0	45.65	± 0.29
H	1250	13.2	93.3	0.180134	6.509	0.090	13.0	45.43	± 0.12
I	1300	12.6	92.7	0.172096	6.479	0.080	11.0	45.23	± 0.19
Gas Total		100.0	89.3	1.369424	6.489	0.153	19.6	45.30	
84.1% de gas liberado en los pasos D a I para la					Edad	Promedio =		45.29	± 0.19

Continuación

M-23	hornblenda	J = 0.003921 ± 0.35%	wt = 94.2 mg	#98KD25					
A	1100	10.8	80.2	0.103128	6.142	0.090	8.0	42.93	± 0.20
B	1200	49.9	88.2	0.476092	6.355	0.090	8.0	44.40	± 0.10
C	1250	31.3	92.9	0.298529	6.308	0.100	9.0	44.08	± 0.17
D	1300	8.1	93.4	0.076991	6.277	0.080	8.0	43.86	± 0.30
Total Gas	100.0		89.2	0.954740	6.311	0.091	8.5	44.10	

89.2% de gas liberado en los pasos B a D para la **Edad de Meseta = 44.29 ± 0.19**

* Las edades están calculadas suponiendo una relación inicial de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295.5$. Las estimaciones de la precisión están dentro del nivel 1 σ . Las edades de pasos individuales no incluye el error en el parámetro de irradiación J . El error para la edad de gas total no esta calculado. FT: Fusión Total, wt: peso y mg: miligramos.

Las edades estratigráficas reportadas por Vega-Vera y Perrilliat (1989a, b, 1992 y 1995), Vega-Vera *et al.* (1989b), y más recientemente por Lawton *et al.* (2001), sugieren que los sedimentos sin-orogénicos más jóvenes de la Cuenca de La Popa son del Eoceno Temprano (Ypresiano). Este dato es inferido de las formas de *Venericardia planicosta* y *Turritela mortoni* presentes en la Formación Adjuntas del Grupo Difunta. Sin embargo, en esa columna estratigráfica aún existen 730 m de arenisca correspondientes a la Formación Viento y 630 m más de lodolita de la Formación Carroza, que no presentan fósiles diagnósticos para obtener la edad más joven de estos sedimentos. Aunque, Vega-Vera *et al.* (1989a y b), infieren que la Formación Carroza puede alcanzar el límite Lutetiano-Bartoniano del Eoceno Medio-Superior (~41 Ma).

Aquí es importante señalar ciertos aspectos sobre la deformación dentro del CPC. Una de las aportaciones de este trabajo es que se descubrieron estructuras que documentan que la deformación Laramide que generó al CPC ocurrió en dos fases. La reactivación de fallas de basamento que aquí se menciona con frecuencia, debió ser parte de una fase tardía a despegues sedimentarios que debieron haber generado un plegamiento inicial con orientación general noroeste-sureste. La reactivación tardía de fallas de basamento generó estructuras más jóvenes que muestran relaciones de corte que en ocasiones es difícil de separarlas al norte y centro del CPC, pero que esta relación temporal es más clara en la parte suroeste del CPC (área Cuatro Ciénegas-El Hundido). Aquí se interpreta que la reactivación de fallas de basamento debió haber facilitado el ascenso de magma a niveles más someros de la corteza. Se interpreta que los emplazamientos magmáticos que componen al CICM en su mayoría son

post-tectónicos a las estructuras generadas por los despegues sedimentarios iniciales y, sin a post-tectónicos con respecto a las estructuras generadas por la reactivación de las fallas de basamento en la fase tardía de la deformación Laramide. Como el intrusivo Cerro del Mercado, se sugiere que el intrusivo La Soledad, que a continuación se describe, pudo ser emplazado durante la fase tardía de la deformación Laramide en la región.

6.4.2.2 Intrusivo La Soledad

Otro intrusivo que sugiere haber sido emplazado durante el evento de deformación regional es el intrusivo La Soledad. Durante el trabajo de cartografía se determinó que se encuentra emplazado en rocas de la Formación Tamaulipas Superior (Albiano). Las rocas encajonantes buzcan hacia afuera del intrusivo (Figura 6-14) y en las márgenes del plutón están expuestas desde la Formación Tamaulipas Superior hasta la Formación Georgetown del Grupo Washita. En la porción norte del área se observaron algunos *sills* pequeños encajonados en la Formación Kiamichi. La deformación en la Formación Tamaulipas Superior es de baja intensidad. Esto se debe a que ocurrió principalmente levantamiento vertical de la secuencia, más que acortamiento horizontal durante la generación del espacio para la cámara magmática.

Se cree que el levantamiento vertical y rebaje magmático (*stoping*) debieron ser los mecanismos de emplazamiento más importantes en la generación de espacio alrededor del plutón. Esto se infiere del buzamiento radial suave de las rocas encajonantes alrededor de toda la estructura y por la ocurrencia de *sills* dentro de la Formación Kiamichi, característico de los emplazamientos lacólicos dentro del CICM. Por otro lado, el rebaje magmático de la roca encajonante también debió ser importante, ya que ocurren bordes irregulares en el contacto plutón-Formación Tamaulipas Superior y una gran cantidad de xenolitos de roca encajonante capturados por el magma (Figura 6-14). El rebaje magmático no solo involucró a las rocas sedimentarias mesozoicas sino también se presentó en unidades ígneas que componen las fases tempranas de inyección de magma dentro de la cámara magmática que compuso al intrusivo (Figura 6-15a).

Se identificaron tres generaciones de diques los cuales son: máficos, tonalíticos y aplíticos (Figura 6-15b y c). Además, se observan pulsos máficos más grandes en la parte norte y sur del intrusivo, al igual que cambios en la textura de las rocas en ciertas regiones del plutón, predominando ampliamente las texturas porfídicas. Estas evidencias nos permiten sugerir que el intrusivo se emplazó por un sistema de diques, generando una estructura lacolítica compuesta de diferentes pulsos a través de la historia de su emplazamiento.

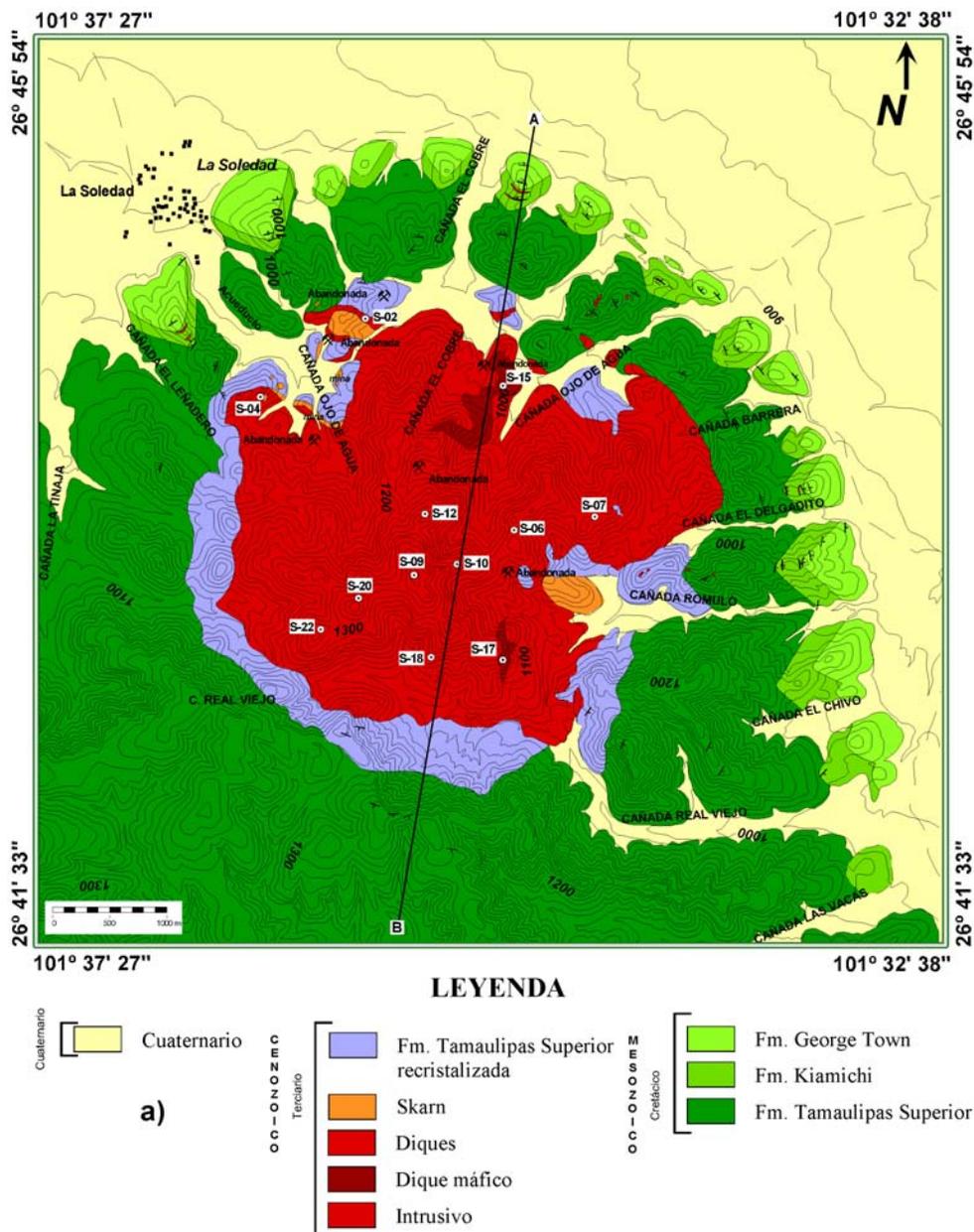


Figura 6-14 a) Carta geológica del intrusivo La Soledad de la parte oeste del CICM (Modificado de Cano-González, 2002).



Figura 6-14 Continucción: b) Sección geológica del intrusivo Cerro La Soledad (Adaptada de Cano-González, 2002).

Por otro lado, lo que permite sugerir que este intrusivo haya sido emplazado antes de la fase final del evento de deformación regional, es la ocurrencia de deformación frágil representada por fallamiento lateral que desplaza a diques aplíticos tardíos en la evolución del intrusivo (Figura 6-15b). Es importante señalar que en La Soledad no se encontró deformación dúctil ni desarrollo de foliación magmática interna; sin embargo, este tipo de deformación sería prácticamente imposible de desarrollarse en rocas que han sido enfriadas tan rápidamente (rocas con texturas porfídicas), a diferencia de la historia de enfriamiento que se presenta en el intrusivo Cerro del Mercado, el cual se debió enfriar más lentamente, pasando de temperaturas de cristalización de hornblenda (~ 560 °C) a los 44.3 Ma a temperaturas de cristalización de Biotita (~ 280 °C) a los 41.3 Ma, las cuales son consistentes con texturas equi-granulares presentes dentro de este intrusivo, las cuales difieren ampliamente de las texturas porfídicas presentes en el intrusivo La Soledad.

La edad del intrusivo obtenida por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indica que debió ser emplazado durante el tiempo de la finalización de la deformación regional en la zona, ya que produce una edad de meseta en hornblenda de 42.36 ± 0.14 Ma (Figura 6-16 y Tabla 6-4), la cual es ligeramente más joven que la edad de meseta también en hornblenda del intrusivo Cerro del Mercado (44.29 ± 0.19 Ma), pero la edad de hornblenda del intrusivo La Soledad es ligeramente más antigua que la edad de enfriamiento de biotita determinada en el intrusivo Cerro del Mercado (41.23 ± 0.02 Ma; Figura 6-13b y Tabla 6-3), esto permite concluir que la edad de hornblenda del intrusivo La Soledad se sobrepone a las edades de enfriamiento del intrusivo sin-tectónico Cerro del Mercado definidas por hornblenda y biotita (45.19 ± 0.19 a

41.23 ± 0.02 Ma; Figura 6-13b y Tabla 6-3). Sin duda, más trabajo de detalle debe realizarse para documentar elementos estructurales que apoyen la hipótesis de un emplazamiento sintectónico para este intrusivo.

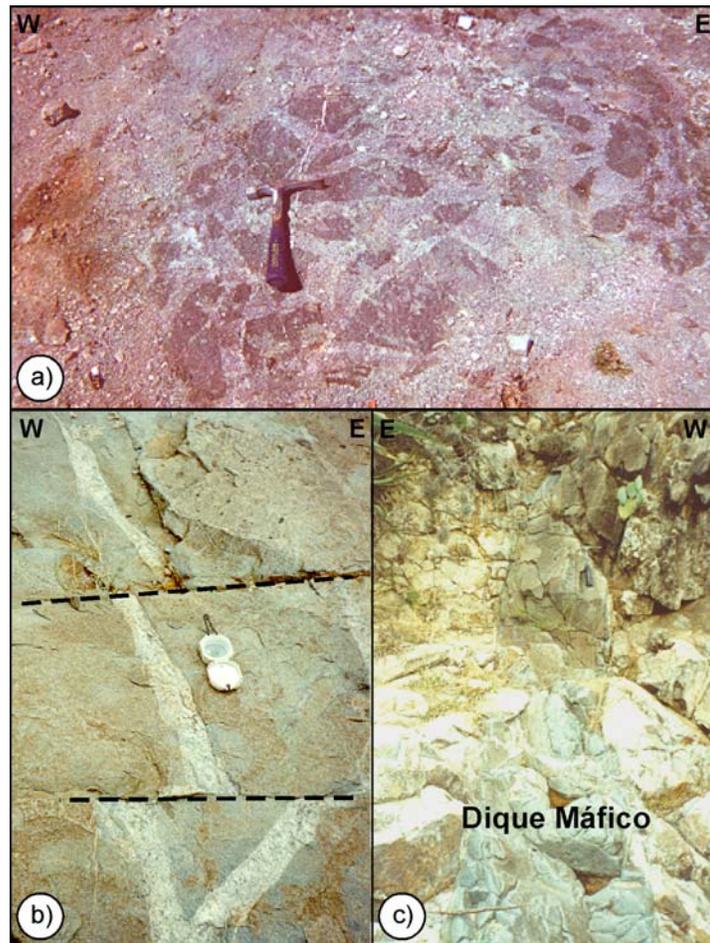


Figura 6-15 a) Brecha magmática compuesta por fragmentos máficos dentro de una matriz félsica; b) dique aplítico desplazado por cizalla lateral derecha en el borde sur del intrusivo; y, c) dique máfico emplazado dentro de una monzonita en el intrusivo La Soledad.

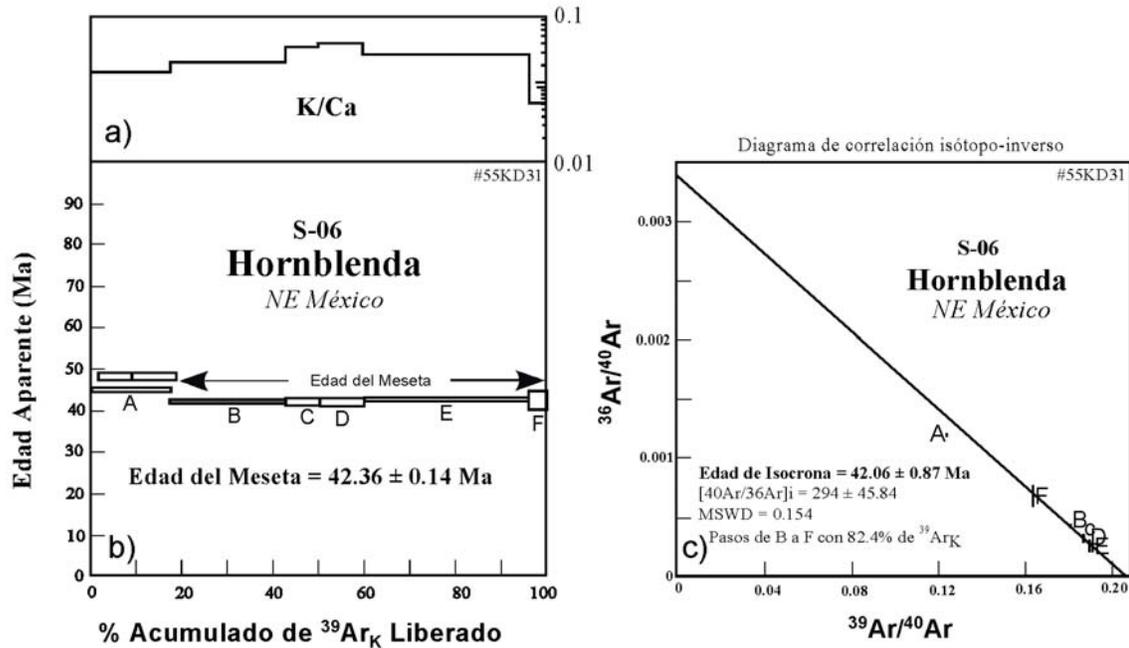


Figura 6-16 Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra S-06 del intrusivo (¿sin-tectónico?) La Soledad del CICM. Se muestran el diagrama K/Ca (a), espectro de edad aparente (b) y la isócrona (c).

Tabla 6-4 Datos isotópicos de Ar del calentamiento por pasos de la muestra S-06 del intrusivo sin-tectónico (?) La Soledad que produce una edad de meseta de 42.36 ± 0.15 Ma, procesada en el Laboratorio del USGS*.

Paso	Temp. °C	% ^{39}Ar del total	Radiogénico producido (%)	$^{39}\text{Ar}_k$ (Moles $\times 10^{-12}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{39}\text{Ar}_k$	Aparente K/Ca	Aparente K/Cl	Aparente Age (Ma)	Error (Ma)
S-06	NE México	Hornblenda	$J = 0.004874 \pm 0.25\%$	wt = 125.2 mg	#55KD31				
A	1100	17.6	64.8	0.07554	5.213	0.04	5.0	45.27 ± 0.25	
B	1150	25.2	87.5	0.10795	4.831	0.05	7.0	41.99 ± 0.14	
C	1175	7.2	90.3	0.03079	4.831	0.06	9.0	41.99 ± 0.48	
D	1200	9.8	92.2	0.04209	4.829	0.06	9.0	41.97 ± 0.41	
E	1300	36.3	92.5	0.15528	4.882	0.05	7.0	42.42 ± 0.12	
F	1650	3.9	79.8	0.01670	4.880	0.03	5.0	42.40 ± 1.06	
Total Gas		100.0	85.7	0.42835	4.919	0.05	7.1	42.74	
						Edad de Meseta =		42.36	± 0.15

* Las edades están calculadas suponiendo una relación inicial de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295.5$. Las estimaciones de la precisión están dentro del nivel 1 σ . Las edades de pasos individuales no incluye el error en el parámetro de irradiación J. El error para la edad de gas total no esta calculado. FT: Fusión Total, wt: peso y mg: miligramos.

6.4.3 Plutones Pre-tectónicos del CICM

No existen evidencias de campo (geológico-estructurales) ni geocronológicas que sugieran, en primer instancia, la existencia de intrusivos pre-tectónicos al evento Laramide para la parte de Cinturón Plegado de Coahuila, que sean parte del CICM.

En resumen, sobre lo expuesto anteriormente, se tiene un grado de certeza alto sobre que el intrusivo Cerro del Mercado presenta evidencias (foliación tectónica de alta temperatura, foliación magmática concéntrica, deformación frágil interna y sobreposición de su edad con edades de sedimentos sin-orogénicos de la Cuenca de La Popa) de ser sin-tectónico al evento de deformación Laramide que generó al CPC. Las edades de enfriamiento de este cuerpo intrusivo son en hornblenda de 44.29 ± 0.19 Ma y en biotita de 41.23 ± 0.02 Ma (Tabla 6-5). Por otro lado, se especula que el intrusivo sub-volcánico y porfídico de La Soledad sea también sin-tectónico debido a que deformación frágil esta presente en su borde, además de que produce una edad de enfriamiento en hornblenda de 42.36 ± 0.15 Ma, que sugiere que también pudo ser emplazado en la fase tardía del evento de deformación Laramide en Coahuila.

En contraste, a diferencia de los intrusivos Cerro del Mercado y Soledad, se fecharon otros intrusivos que muestran relaciones de corte claras con respecto a estructuras plegadas generadas durante la deformación Laramide (*i.e.* intrusivos Providencia, Cerro Boludo, Carrizal, Marcelinos y Pánuco-I; ver ANEXO I); todos estos intrusivos presentan edades de enfriamiento al menos en biotita < 41 Ma (Tabla 6-5).

Es importante destacar que, recientemente, se ha establecido que la generación de foliaciones en intrusivos (magmáticas y tectónicas) son impresas hasta que estos presentan una relación máxima cristal/liquidus en el magma (Paterson *et al.*, 1989 y 1998); es decir, hasta que prácticamente el cuerpo magmático ha cristalizado casi totalmente, por lo que estas pueden ser un buen indicador de los esfuerzos regionales impuestos o generados por la fuente, durante la etapa tardía del enfriamiento de cuerpos intrusivos. Esto se menciona debido a que es de esperarse que el magma que generó a los intrusivos post-tectónicos, especialmente los que componen al Complejo Candela y debido a sus edades de

enfriamiento, pudieron haberse emplazado, pero no enfriado, bajo esfuerzos regionales impuestos. Esto, porque presentan edades muy cercanas a las determinadas en el intrusivo Cerro del Mercado.

Tabla 6-5 Resumen de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y Th/Pb para las rocas del CICM y Sierra de Picachos.

Muestra	Tipo de roca	Mineral	Tipo de edad	Edad (Ma)	Error (Ma)
<u>USGS-CRM (2003 y 2004)</u>					
LED-1	Basalto	Matriz volcánica	Isócrona	2.05	± 0.03
CA-CI79	Diorita	Biotita	Fusión Total	42.51	± 0.02
CA-CI85	Monzonita ?	Biotita	Fusión Total	41.13	± 0.05
MB-99	Gabro-diorita	Plagioclasa	Meseta	32.56	± 0.08
MB-114	Sienita	Biotita	Fusión Total	30.07	± 0.02
SMD-01	Granito porfídico	Mica blanca	Meseta	32.71	± 0.05
SMD-02	Basalto	Matriz volcánica	Promedio	46.45	± 0.07
SMD-03	Sienita	Biotita	Fusión Total	44.59	± 0.05
BDA-01	Granodiorita	Biotita	Fusión Total	38.54	± 0.04
DAG-01	Granodiorita	Hornblenda	Meseta	41	± 0.14
RA-01	Diorita	Biotita	Fusión Total	30.45	± 0.06
RA-02	Monzonita	Biotita	Fusión Total	28.78	± 0.08
<u>Cinturón de Intrusivos Candela Monclova (este estudio)</u>					
LC-4	Sienita	Feldespató-K	Isócrona	35.13	± 0.10
SP-1	Microsienita	Feldespató-K	Isócrona	19.79	± 0.10
CB-1	Monzonita	Feldespató-K	Isócrona	39.05	± 0.19
S-06	Monzonita	Hornblenda	Meseta	42.36	± 0.14
M-27	Monzonita	Biotita	Fusión Total	41.23	± 0.02
M-24	Monzonita	Hornblenda	Promedio	44.09	± 0.19
M-11	Monzonita	Hornblenda	Promedio	45.29	± 0.19
M-11	Monzonita	Hornblenda	Isócrona	44.62	± 0.70
M-23	Monzonita	Hornblenda	Meseta	44.29	± 0.19
CB-1	Monzonita	Biotita	Promedio	40.65	± 0.14
PP-6	Cuarzomonzonita	Biotita	Fusión Total	40.88	± 0.06
EC-1	Cuarzomonzonita	Biotita	Fusión Total	39.97	± 0.04
EP-1	Monzonita	Biotita	Fusión Total	35.61	± 0.06
R-2	Cuarzodiorita	Plagioclasa		~ 35 Ma	
R-2	Cuarzodiorita	Piroxeno		~ 35 Ma	
<u>Sierra de Picachos (este estudio)</u>					
SP-5	Sienita	Circón (Th)	Th-Pb	~ 20 Ma*	
SP-1	Microsienita	Feldespató-K	Isócrona	19.79	± 0.10

Las edades están calculadas suponiendo una relación inicial de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295.5$. Las estimaciones de la precisión están dentro del nivel 1σ . Las edades de pasos individuales no incluye el error en el parámetro de irradiación J . El error para la edad de gas total no está calculado. * Edad proporcionada por Iriondo (*com. pers.* 2004).

Aquí se propone, debido a sus relaciones estructurales con respecto a las estructuras regionales y por sus edades de enfriamiento en biotita y feldespató-K, que sus edades documentan con mucha precisión la culminación del evento Laramide en la ventana de

tiempo de 41 a 39 Ma. Esta edad se maneja debido a que 41 Ma es una edad de enfriamiento en biotita muy consistente entre los intrusivos del Complejo Candela (CB-1, PP-6 y EC-1), los cuales no están deformados y ni siquiera presentan el desarrollo de foliación magmática. La edad más joven para el fin de la deformación que aquí se señala de 39 Ma, se propone porque es la edad de enfriamiento más baja conocida para este complejo y fue en feldespato-K (ortoclasa), siendo esta de 39.05 ± 0.19 Ma para el Cerro Boludo (muestra CB-1).

Para los 39 Ma, se establece con mayor certidumbre que el evento de deformación debió haber terminado, ya que es a partir de la cristalización de estos minerales cuando la relación cristal/liquido en los intrusivos se debe acercar al máximo, y las foliaciones (magmáticas o tectónicas) ya deben tener muy bajas posibilidades de ser reseteadas o altas posibilidades de ser impresas en los cuerpos intrusivos si estos fueron emplazados bajo esfuerzos regionales impuestos o bajo condiciones de presión importantes de la fuente del magma (caso foliaciones magmáticas). Se destaca que ninguno de los intrusivos del Complejo Candela así como tampoco del resto de los intrusivos post-tectónicos, muestran el desarrollo de foliaciones magmáticas por lo que se establece la hipótesis de que la deformación debió terminar entre 41 y 39 Ma en Coahuila.

La edad de culminación del evento Laramide propuesta en este trabajo, es consistente con la edad de culminación definida para este mismo evento en la Cuenca de Burgos (39.5 Ma; Eguiluz, 2001). Eguiluz (*op. cit.*) destaca que en la Cuenca de Burgos, las discordancias erosionales principales son del Eoceno Tardío, señalando que a los 39.5 Ma existe una discordancia que define un límite de secuencia en la cima de la Formación Crockett-Cook Mountain. Las Formaciones Yegua y Jackson, del Eoceno Tardío, forman una cuña de facies transgresivas-regresivas depositadas sobre esta discordancia. Lo anterior, aunque no es una evidencia de superficie (pozos de PEMEX en la Cuenca de Burgos), ayuda para comparar entre las edades de intrusivos deformados y no deformados del CICM, establecidas en el presente trabajo, con respecto a la edad de esta discordancia en la Cuenca de Burgos.

Por otro lado, Aranda-Gómez *et al.* (2001), señalan que en la parte sureste de Chihuahua, al noreste de Camargo, existe una secuencia de gravas basculadas compuestas

por cantos rodados de las formaciones del Cretácico Superior de la zona, las cuales debieron ser deformadas después del levantamiento principal en la región. Lo importante, es que estas gravas debieron haberse basculado antes del derrame de rocas volcánicas de 40 Ma de edad y con actitud imperturbable desde su depósito; es decir, no experimentaron el basculamiento de las gravas. Este dato parece ser una buena referencias más de que en la parte sureste de Chihuahua las alteraciones mayores del relieve relacionadas con la deformación Laramide debieron también culminar poco antes de 40 Ma. Con base en la información presentada, se fortalece la hipótesis aquí propuesta de que la deformación Laramide en Coahuila debió culminar entre los 41 y 39 Ma.

CAPÍTULO VII

GEOQUÍMICA

7.1 Introducción

Los elementos químicos tienen propiedades físicas (radio iónico y masa atómica) y energéticas (número de valencia y electronegatividad), que controlan su movilidad en la naturaleza. Sin embargo, su capacidad de formar enlaces químicos con otros elementos para formar minerales es alterada por factores como presión y temperatura, que en su momento pueden permitir o no la unión de ciertos elementos para formar enlaces químicos que permitan la precipitación (cristalización), fusión, disolución y hasta el intemperismo de ciertas fases minerales en los diferentes ambientes geológicos.

Hablando de la movilidad de los elementos en el proceso de subducción, específicamente durante la generación de los magmas, que es el tema que interesa en la presente investigación, se ha documentado que existen al menos tres componentes geológicamente distintos involucrados en su generación: 1) La placa oceánica que incluye a sedimentos pelágicos y/o hemipelágicos del prisma de acreción que son introducidos al manto durante el descenso de la placa, 2) la cuña del manto y, 3) la corteza continental y/u oceánica, que en su caso cabalga a la placa que desciende. Estos tres componentes, de acuerdo a las condiciones tectónicas, de temperatura, presión, y composición de las placas y el mismo manto involucrado, contribuyen de forma variable para la generación de magmas en las márgenes convergentes.

Salvo los sedimentos oceánicos y la corteza continental, los demás componentes presentan composiciones contrastantes que pueden ser identificadas valoradas con modelos petrogenéticos. Puede existir mezcla de componentes y generación de un nuevo material híbrido que puede ser modificado por asimilación de corteza continental, mezcla con otros magmas y cristalización fraccionada. Cada grupo de elementos químicos (mayores, traza) y conjunto de relaciones isotópicas proporcionan información importante; por ejemplo, los elementos mayores visualizados en diagramas tipo Harker son muy útiles para distinguir el grado de evolución de una secuencia ígnea co-magmática, así como también permiten inferir

las fases minerales principales que cristalizaron durante la diferenciación magmática. También pueden ser utilizados para deducir diferentes grados de fusión parcial y/o condiciones de presión a las cuales ocurrió la fusión parcial en el manto.

Por otro lado, está ampliamente documentado que los elementos traza, y aún más las relaciones isotópicas, son claves en estudios petrogenéticos de rocas magmáticas. Como marco de referencia en el estudio de la movilidad de los elementos para rocas generadas en ambientes de subducción, debe considerarse el enriquecimiento de ciertos elementos en cada uno de los componentes involucrados en el proceso de subducción; por ejemplo, las tierras raras ligeras (La, Ce, Pr y Nd; o *Low Rare Earth Elements*: LREE, por sus siglas en inglés) y el Th, son elementos enriquecidos en los sedimentos marinos (Plank and Langmuir, 1988 y McLennan *et al.*, 1990). Con base en esto, las concentraciones de estos elementos en las rocas generadas en un ambiente de subducción donde exista una participación de los sedimentos oceánicos en la generación de los magmas, las LREE en las rocas deberán estar controladas por su abundancia relativa en la cuña del manto, el grado de fusión parcial más el aporte proveniente de los sedimentos.

Elementos como Ba, Sr y Pb que también están enriquecidos en los sedimentos oceánicos, son solubles en fluidos acuosos e incompatibles en fases minerales de alta presión presentes en rocas peridotíticas y eclogíticas (Brenan *et al.*, 1995 y Stadler *et al.*, 1998). Por lo anterior, sus concentraciones relativas en las rocas de arco pueden ser utilizadas para visualizar las contribuciones de los fluidos provenientes de la subducción (Hawkesworth *et al.*, 1977; Hildreth and Moorbat, 1988 y Gómez-Tuena, 2002).

Por otro lado, los elementos de alto potencial iónico (*High Field Strength Elements*: HFSE) como: Nb, Ta, Hf, Zr, y los elementos de las tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*: HREE) como: Dy, Ho, Er, Yb y Lu, son considerados como elementos insolubles en fluidos acuosos (McCulloch and Gamble, 1991; Rollinson, 1993 y Brenan *et al.*, 1995). Se conoce que los HFSE presentan concentraciones muy bajas en los sedimentos oceánicos (McLennan *et al.*, 1990 y Plank and Langmuir, 1998). Por lo tanto, sus concentraciones, y típicamente los cocientes entre elementos cuyos coeficientes de partición (*bulk D*) son

similares (*i.e.*, Nb/Ta o Zr/Hf), son frecuentemente utilizados para inferir las características de la cuña del manto, con base en que estas relaciones no deben verse modificadas por la fusión parcial ni por la cristalización fraccionada (Davidson, 1996; Class *et al.*, 2000 y Hochstaedter *et al.*, 2001).

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, son sin duda de importancia crucial en el estudio de arcos magmáticos continentales. Lo anterior, porque el proceso de cristalización fraccionada, como uno de los mecanismos más importante en la diferenciación magmática, no debe de modificar la composición isotópica de estos elementos, adquirida durante la fusión parcial de los materiales que generan el magma. Estas relaciones isotópicas al no verse modificadas entonces muestran las características isotópicas de la fuente. En cambio, si ocurren variaciones en las relaciones isotópicas con el grado de diferenciación de una secuencia co-magmática, se podrá inferir que el proceso de cristalización estuvo acompañado de asimilación o incorporación al magma original de un componente extraño durante su ascenso y/o durante la cristalización en la cámara magmática. Sin duda, ésta es una de las evidencias más contundentes para argumentar contaminación cortical (DePaolo, 1981 y Hildreth and Moorbath, 1988).

Por otro lado, si el Sr y el Pb fueron incorporados en la cuña del manto a través de fluidos, su composición isotópica puede utilizarse como una herramienta muy útil para diferenciar entre fluidos provenientes de distintas fuentes del sistema en subducción. Se conoce que los fluidos provenientes de la deshidratación y/o fusión de la placa oceánica tendrán generalmente composiciones isotópicas empobrecidas en Sr y Pb, similares al MORB; mientras que los fluidos provenientes de la deshidratación de los sedimentos oceánicos tendrán composiciones isotópicas enriquecidas en Sr y Pb, similares a las de los sedimentos subducidos (Miller *et al.*, 1994; Hochstaedter *et al.*, 2001 y Gómez-Tuena, 2002).

Finalmente, se ha propuesto que bajo ciertas condiciones termodinámicas especiales, la placa oceánica subducida puede llegar a fundirse (Defant and Drummond, 1990 y Peacock *et al.*, 1994). Los magmas derivados de la fusión directa de una placa oceánica suelen tener composiciones adakíticas, estos pueden alcanzar la superficie sin sufrir grandes

modificaciones geoquímicas durante su tránsito por el manto y la misma corteza (Defant *et al.*, 1991 y Defant and Drummond, 1993). Con base en estudios de laboratorio se ha demostrado que, bajo las condiciones de presión y temperatura típicos de ambientes de subducción (1-3 Gpa y 900-1,100 ° C), la litología restítica estaría formada en gran parte por anfibolitas y/o eclogitas (Rapp *et al.*, 1999). Por lo anterior, los magmas derivados de la fusión parcial de la corteza oceánica estarían relativamente empobrecidos en elementos que son compatibles con el granate y/o el anfíbol (Y, REE medias y pesadas), pero enriquecidos en Sr, Na y Eu debido a que la plagioclasa es una fase inestable en el residuo. Con base en esto, se ha establecido que las características químicas típicas de las adakitas incluyen valores altos en las relaciones Sr/Y y La/Yb. Adicionalmente, los magmas derivados de la fusión de una placa oceánica deben de preservar la composición isotópica empobrecida característica de los MORBs. Esta, como se mostrará más adelante parece ser una de las características geoquímicas presentes en los magmas del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova (CICM).

A continuación, se citan los métodos analíticos y posteriormente se discute la petrografía y la distribución de elementos químicos e isótopos útiles en la identificación de las firmas y/o huellas químicas de los componentes involucrados en el proceso de subducción durante la generación de los magmas que componen al CICM.

7.2 Métodos analíticos

7.2.1 Muestreo, trituración y pulverizado de muestras

Los criterios utilizados en la selección de las muestras para los estudios geoquímicos, fechamiento isotópico y/o análisis elementales e isotópicos, fueron que los ejemplares: a) no presentaran evidencias de alteración hidrotermal, intemperismo y/o metamorfismo de contacto, b) que fueran química y petrográficamente representativas de los intrusivos analizados y, c) en el caso de presentarse distintas facies en un mismo intrusivo, ya sea por emplazamientos múltiples o por zonación interna, se incluyesen muestras representativas de cada facies (*i.e.* Intrusivo La Soledad y Marcelinos).

Con el objetivo de evitar cualquier tipo de contaminación, la preparación previa de las muestras para los análisis geoquímicos se realizó de la siguiente manera. En general, se

colectó un promedio de 20 a 30 kilogramos de roca por muestra con textura fanerítica y con tamaño de cristal mayor a 0.3 centímetros. En el caso de rocas faneríticas, generalmente provenientes de diques solo se colectó entre 10 y 15 kilogramos. Los ejemplares se colectaron utilizando un marro de acero de 12 lbs y fueron descostradas directamente en campo con el uso de martillos de acero común, eliminando también fragmentos de autolitos y vetillas con minerales secundarios. En el laboratorio, los fragmentos de roca que tenían un diámetro mayor que 5 centímetros, fueron fragmentados utilizando un marro de 3 libras sobre una placa de acero hasta conseguir fragmentos con un volumen de 5 cm³ o menores. Posteriormente, los fragmentos fueron lavados con agua bidestilada y tallados con un cepillo de plástico para eliminar partículas de polvo contaminantes adheridos. Posteriormente, fueron reducidos a tamaños de partícula de 1 a 5 milímetros de diámetro, utilizando una quebradora de quijadas mecánica de posiciones marca *Fritsch*.

Después de triturar la muestra a diámetros de partícula <5 mm, el ejemplar fue nuevamente lavado con agua bidestilada en un baño de ultrasonido por media hora y puesto a secar. Finalmente, los fragmentos fueron revisados bajo un microscopio binocular para hacer una separación final de fragmentos que tuvieran restos de contaminantes tanto de la muestra natural como de fragmentos de metal de la trituradora, esto para evitar que fueran pulverizados junto con la muestra.

Antes de pulverizar la muestra, se llevó a cabo el cuarteo de la misma utilizando un cuarteador de rejillas de acero inoxidable. Aproximadamente 200 gramos fueron separados y llevados a un pulverizador marca SPEX de anillos de acero endurecido, donde la partícula fue reducida a un diámetro de 75 micras (200 mallas). Durante el proceso de pulverizado, se utilizaron 50 gramos de muestra para pre-contaminar el mortero con la roca a pulverizar; este polvo fue desechado. El tiempo de pulverizado de las esquirlas fue de 3 a 4 minutos dependiendo de el tipo de muestra. Los polvos generados para cada uno de los diferentes análisis fue colocado en frascos tapados de plástico y/o vidrio. Posteriormente, la primer alícuota de 50 gramos fue utilizada para la determinación analítica de elementos mayores y algunos traza por Fluorescencia de Rayos-X. Una segunda alícuota de 50 gramos de muestra fue pulverizada y separada para la determinación de tierras raras por ICP-MS. Finalmente,

una tercer y última alícuota de 50 gramos de muestra fue pulverizada y utilizada para las determinaciones de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. Entre muestra y muestra el contenedor fue previamente limpiado con agua abundante y secado con aire comprimido y acetona grado ultrapuro.

7.2.2 Determinación de elementos mayores y traza

La Fluorescencia de Rayos-X (FRX) es la técnica analítica de mayor aplicación para el análisis de elementos mayores y algunos elementos traza en materiales geológicos (Verma *et al.*, 1996). Además, se menciona que los procedimientos experimentales se han desarrollado a tal grado de establecer, para muchos elementos, un análisis de rutina en un corto tiempo (Rollinson, 1993). El espectrómetro de FRX que se utilizó para la determinación de los elementos mayores y algunos traza fue el de tipo secuencial dispersivo de longitud de onda marca SIEMENS SRS 3000, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM.

Las mediciones fueron realizadas por el Ing. Rufino Lozano, siguiendo los procedimientos estándar descritos por Lozano *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996). Para la medición de los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) se empleó la técnica tradicional de discos fundidos. La preparación consistió en la fusión de 0.8 gramos de muestra y 7.2 gramos de una mezcla fundente constituida por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 1:1, ambos materiales se utilizaron en forma granular y con un grado ultra puro (Aldrich). La fusión se realizó en crisoles de una aleación Pt/Au, 95:5, en un horno de procedimiento programado (*Corporation Scientifique Claisse*). En este equipo la velocidad de calentamiento y enfriamiento es controlada automáticamente. De esta manera, la fusión se programó en un período de ~10 minutos, obteniendo las perlas de vidrio que son montadas en el portamuestras del equipo de FRX. Es importante señalar que antes de iniciar la fusión, a la mezcla de reacción se le añadieron 2 gotas de una solución acuosa de LiBr de concentración 250 g/L, que actúa como un agente anti-adherente (Jenkins *et al.*, 1982). El uso de esta solución es para evitar que residuos de la fusión se queden adheridos en los crisoles (Lozano *et al.*, 1995).

Para la determinación de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) se emplearon pastillas de polvo prensadas. Cada pastilla contenía 4 gramos de muestra y 0.4 gramos de aglutinante (*WAX-C* micro polvo de *Hoesch*). Se prensaron a una presión de 30 ton/cm² durante 30 segundos (Verma *et al.*, 1996).

La determinación de las tierras raras se realizó por la técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). Esta técnica es de las más utilizadas para el análisis de elementos traza y de isótopos, tanto por los bajos límites de detección así como por su precisión y exactitud. Además, pueden analizarse un amplio rango de elementos traza en una misma solución (Jenner *et al.*, 1990). El equipo utilizado en las determinaciones fue un VG-PQ3 Elemental del laboratorio de ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM.

A partir de la alícuota de aproximadamente 50 gramos para la determinación de las tierras raras, se cuarteó nuevamente la muestra hasta alcanzar una fracción de aproximadamente 200 mg. A partir de éstos 200 mg, se pesaron 100 mg para cada muestra los cuales fueron llevados a digestión en ácidos. La digestión de las muestras se efectuó utilizando bombas de teflón Savillex© de 100 ml a las cuales se les agregó una mezcla de 4 ml de HClO₄ y 10 ml de HF. Las bombas de teflón fueron sometidas a calentamiento a una temperatura de ~85°C sobre una parrilla metálica hasta su completa evaporación. En caso de no presentarse disolución total, se agregaron nuevamente 5 ml de HF y 2 ml de HClO₄, para posteriormente evaporar completamente la solución. Finalmente, la muestra se aforó a 100 ml de HNO₃ al 2% (Morton *et al.*, 1997), para después determinar la concentración de los elementos de las tierras raras.

Para la determinación analítica se construyó una curva de calibración con 4 puntos: un blanco, una solución de 0.1, una de 1.0 y otra de 10 ppb conteniendo todos los lantánidos. Para compensar las fluctuaciones instrumentales se utiliza ¹¹⁵In como estándar interno (Morton-Bermea *et al.*, 1997). Se utilizó el material de referencia internacional JA2 para granitoides y el basalto BCU-3 de referencia “*in house*”, además de que algunas muestras al azar se midieron por duplicado para comparación de resultados y verificar el funcionamiento

óptimo del equipo. Lo anterior con fines de control de calidad de los datos, verificando en términos de precisión, exactitud y límite de detección. La precisión y exactitud fue para todos los lantánidos mejor que un 2%, mientras que los límites de detección para todos los elementos analizados es <0.07 ppb (Morton-Bermea *et al.*, 1997)

7.2.3 Separación elemental

Las muestras fueron preparadas y medidas en el LUGIS. Para esto se utilizó la tercer alícuota. El polvo fue cuarteado hasta alcanzar una fracción de ~ 300 miligramos. A partir de esta fracción se pesaron en frascos de vidrio ~ 130 miligramos para la determinación de Pb común y ~ 100 miligramos para la determinación de Rb, Sr, Sm y Nd.

Los procedimientos utilizados en la digestión de las muestras son específicos para cada una de las relaciones isotópicas a determinar, y se toma en cuenta su edad y concentración elemental. Considerando que las rocas del presente trabajo tienen una edad aproximada de 40 millones de años y a que la relación Rb/Sr en su mayoría era < 0.1 , excepto en las muestras R-5 y S-09, donde la relación superaba el valor 0.1, solamente estas muestras fueron medidas utilizando un trazador. Los procedimientos detallados de cómo se realizó la digestión y demás procesos para la separación elemental utilizada en el LUGIS se describen a continuación; para más detalles visitar: <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>.

7.2.3.1 Separación de Sr y Nd (sin trazador)

A cada una de las bombas de teflón que contenían los ~ 100 mg de muestra se les agregaron 3 gotas de agua Mili-Q (MQ), seguido de dos a tres gotas de HClO_4 (concentrado, suprapur), y HF (concentrado, 2x) hasta la primera rosca. Después de esto, las bombas fueron cerradas y colocadas dentro de una campana de digestión a una temperatura de entre 85 y 90 °C durante al menos 48 hrs. Después de este tiempo de digestión, todas las muestras presentaron un residuo blanco lechoso. Es importante señalar que después de que las bombas se enfrían en cada digestión de estas, las tapas de las bombas fueron enjuagadas con agua MQ la cual fue vertida dentro de las bombas, para después dejarlas destapadas dentro de la campana de digestión hasta evaporar el HF o cualquier otro ácido a la misma temperatura de

digestión. Para este caso, en ~12 hrs las muestras quedaron evaporadas y se observó en el fondo de la bomba un residuo color blanco.

Después, a cada bomba se le agregó, con la ayuda de una piseta, HCl 6N (2x), hasta la primera rosca. Se taparon y fueron colocadas nuevamente en la campana de digestión por cuando menos 6 hrs. El paso siguiente fue colocar las bombas destapadas dentro de la campana de digestión para evaporar el HCl 6N. La sequedad total se alcanzó en ~12 hrs, el residuo fue un polvo café anaranjado. Posteriormente, con la ayuda de una piseta, se agregó HCl 2N (2x) hasta la primera rosca. Después, las muestras fueron tapadas y colocadas para en la campana de digestión para calentar al menos 3 hrs. Al término de este tiempo y de que se enfrían las bombas, las gotas de la tapa de cada muestra fueron recuperadas con HCl 2N (2x) el cual es vertido dentro de la bomba correspondiente. Posteriormente, se evaporó el HCl 2N (2x) en la campana de digestión, lo cual ocurrió en ~12 hrs, el residuo fue un polvo anaranjado. El residuo fue recuperado con 1 ml de HCl 2N, calentado bajo lámpara de infrarrojo por ~3 min. y centrifugado por un minuto.

Utilizando una pipeta Pasteur, la muestra centrifugada fue transferida a una columna de vidrio de cuarzo rellena con resina de intercambio iónico (Dowex®). La resina fue acondicionada con 30 ml de HCl 2N. Posteriormente, las paredes de cada una de las columnas fueron lavadas añadiendo cuatro ocasiones 1 ml de HCl 2N. El Sr y los elementos de las tierras raras fueron separados añadiendo en pasos 16 ml de HCl 2N, 160 ml de HCl 2N y 10 ml de HCl 6N los cuales fueron desechados. Finalmente, se añadieron 15 ml de HCl 6N con lo cual se separó el Sr. La solución que contenía al Sr antes de quedar totalmente evaporada (<1 ml), fue transferida a un contenedor de capacidad de volumen <2 ml donde alcanzó su evaporación total; este residuo fue el utilizado en la determinación isotópica de Sr.

Para la separación de las tierras raras, la columna fue lavada con 10 ml de HCl 6N y se añadieron 25 ml de HCl 6N para recuperar las tierras raras. La solución capturada se evaporó hasta sequedad y el residuo, capturado en un vial de teflón, fue disuelto con 200 µl de HCl 0.18N. La solución fue calentada en una lámpara infrarroja por tres minutos. La muestra fue transferida utilizando una pipeta Pasteur a una columna de vidrio de cuarzo

rellena con resina de intercambio iónico Dowex, la cual previamente había sido acondicionada con 10 ml de HCl 0.18N. Las paredes de la columna y la resina fueron lavadas en cuatro ocasiones añadiendo 200 µl de HCl 0.18N. Posteriormente, según el volumen de resina contenido en la columna utilizada, se eluyeron de 4-10 ml de HCl 0.18N, los cuales fueron desechados. El Nd fue capturado eluyendo entre 2 y 5 ml de HCl 0.18N según la columna utilizada. La solución recuperada fue evaporada hasta la sequedad total en un vial de teflón bajo una lámpara de infrarrojo, y el residuo utilizado para la determinación isotópica.

7.2.3.2 Separación de Rb, Sr, Sm y Nd (con trazador)

Para el caso de la digestión con trazador, se introdujo la misma cantidad de muestra en las bombas de teflón Savillex© de 50 ml. Se agregaron 3 gotas de agua MQ, seguido de dos a tres gotas de HClO₄ (concentrado, suprapur), y HF (concentrado, 2x) hasta la primera rosca de la bomba. Las bombas cerradas se calentaron entre 85-90 °C durante 48 hrs. dentro de la campana de digestión. Después de esto se dejaron enfriar a temperatura ambiente, se destaparon y pusieron a evaporar en la campana por ~12 hrs. el residuo fue un polvo blanco. Después se agregó HCl 6N (2x) hasta la primera rosca y las bombas tapadas se calentaron por al menos 6 hrs., se dejaron enfriar y nuevamente se destaparon para evaporar el ácido al menos por 12 hrs., el residuo observado fue un polvo café anaranjado. Posteriormente, se agregó HCl 2N (2x) hasta la primera rosca y se calentaron las muestras por 3 hrs.

Después, vasos de teflón de 50 ml fueron pesados y en ellos se vació el contenido de las bombas ya frío. Las bombas fueron llenadas nuevamente en dos ocasiones con HCl 2N hasta la primera rosca y se vació inmediatamente su contenido en su respectivo vaso de teflón de 50 ml. Se anotó el peso del vaso más las solución y se procedió a realizar el *split* para Rb. Después se evaporaron las muestras en los mismos vasos bajo las lámparas de luz infrarroja. El residuo fue recuperado con 1 ml de HCl 2N, calentado bajo lámpara de infrarrojo por ~tres minutos y centrifugado por un minuto. Las bombas de teflón en las que se realizó la digestión fueron enjuagadas con agua MQ y posteriormente utilizadas para coleccionar el Sr. El procedimiento para la separación del Sr y las tierras raras fue exactamente el mismo que el descrito en la separación de Sr y Nd sin trazador.

La separación de Rb se realizó utilizando columnas de vidrio con resina de intercambio iónico Dowex . Primero, las columnas fueron acondicionadas con 15 ml de 0.18N HCl, después se cargó la muestra y las paredes de las columnas fueron lavadas con la adición de 1 ml en cuatro ocasiones de 0.18N HCl el cual fue deslizado sobre las paredes de la columna. Posteriormente, se agregaron 16 ml de 0.18N HCl y luego 63 ml de este mismo ácido, todo el ácido que fue filtrado sobre las columnas hasta este paso fue desechado. Finalmente, la separación completa y captura de Rb se hizo con la adición de 10 ml más de 0.18N HCl. Estos últimos 10 ml fueron evaporados en lámparas de luz infrarroja y el residuo utilizado para la determinación de la concentración de Rb.

La separación de Sr, tierras raras y Nd fue exactamente como la descrita para las muestras sin trazados en el punto anterior. Después de separar Nd, algunas columnas fueron lavadas con 1 a 3 ml de 0.18N HCl y con 1.5 a 3.5 ml de 0.40N HCl. Posteriormente, el Sm fue separado de la columna con 2 a 3.5 ml de 0.40N HCl. La solución fue evaporada hasta sequedad bajo lámparas de luz infrarroja y el residuo capturado en un vial de teflón para la determinación de la concentración de Sm por dilución isotópica.

7.2.3.3 Separación química de Pb común

A los ~130 mg de muestra contenidos en una bomba de teflón Savillex, se le agregaron 5 a 7 ml de HCl 6N (2x) y se dejó dentro de una campana de digestión a una temperatura de entre 85 y 90 °C durante una hora, esto para eliminar contaminantes de Pb ambientales que hayan entrado en la muestra. Se dejó reposar la muestra sin calor hasta que se asentó y se decantó el HCl. Se le agregó agua MQ para enjuagar, dejando siempre reposar y decantar, repitiendo 2 o 3 veces el procedimiento hasta que el líquido salió transparente. En pasos intermedios a veces se empleó ultrasonido o se calentó la muestra media hora. Posteriormente, el agua sobrante se evaporó hasta la sequedad total sobre la parilla de digestión. Después de esto la muestra fue digerida agregando ~3 ml de HF al 40% (4x) y ~1 ml de HNO₃16N (4x). La muestra tapada es colocada en una campana de digestión a una temperatura de 85 a 90 °C durante al menos 48 hrs. Después de este tiempo en la mayoría de los casos se presentó color blanco lechoso. En el paso siguiente se evaporó el a la misma temperatura de digestión hasta la sequedad total quedando un polvo blanco.

Posteriormente, se agregó HCl 6N (4x) hasta la primera rosca y se calentó nuevamente la muestra entre 6 y 12 hrs., luego se evaporó el ácido hasta la sequedad total (8 a 10 horas). El residuo fue un polvo café anaranjado. Posteriormente, se añadieron ~4 ml HBr 1N y se calentó la muestra por 4 horas, después se evaporó el HBr a la misma temperatura de digestión hasta la sequedad total (8 a 10 hrs.). Después, se agregaron ~1 ml HBr 1N y se calentó la muestra por al menos 2 horas. Finalmente, la muestra fue vertida en un tubo de centrifuga, agregando 0.5 ml de HBr 1N a la bomba para terminar de limpiar residuos, y se centrifugó la muestra por 30 minutos.

La separación física del Pb se realizó utilizando columnas de intercambio iónico para separar Pb. Primero se empacaron las columnas con 250 ml de resina de intercambio iónico para separación de Pb, después se procedió al acondicionamiento de la columna añadiendo paso a paso las siguientes soluciones: una columna de agua MQ, ½ columna de HNO₃ 8N, una columna de agua MQ, una columna de HCl 6N, una columna de agua MQ, ½ columna de HCl 6N, una columna de agua MQ y finalmente ½ columna de HBr 1N; todas estas soluciones fueron desechadas. Después del acondicionamiento de las columnas, se agregaron las muestras en cada una de las columnas utilizando una micropipeta. Después, se agregaron los siguientes ácidos: 300 ml de HBr 1N, dos veces 600 ml de HBr 1N y, 300 ml de HCl 2N; estos ácidos fueron desechados. Finalmente, el Pb fue capturado añadiendo 1.5 ml de HCl 6N; el ácido fue evaporado hasta sequedad total en el vial que fue capturado, en este momento termina el proceso y la muestra está lista para ser cargada para su medición en el espectrómetro.

7.2.4 Determinaciones isotópicas

Los análisis de Sr, Sm, Nd y Pb se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM (Tabla 7-1, 7-2 y 7-3). El espectrómetro cuenta con ocho colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM.

Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Rb, Sr y Nd, y 20 para Sm. Los valores $1\sigma = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$, se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2\text{SE}(M) = 2\sigma_{\text{abs}}/\text{raíz } n$. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710234 \pm 18$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 289$), para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511876 \pm 21$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 146$).

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.04\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.06\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.51 \pm 0.08\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$, $n = 88$). La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ ($\pm 1\sigma$). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$, respectivamente. Las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd se determinaron con el método de dilución isotópica. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.24 ng Rb, 1.7-3.6 ng Sr, 0.03-0.16 ng Sm, 0.17-118 ng Nd (blancos totales) y 26-56 pg de Pb (blanco de química). Más detalles analíticos del procedimiento de muestras en el LUGIS están reportados en: <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>.

7.2.5 Procedimiento analítico para el fechamiento por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Se separaron diecisiete muestras de concentrados minerales de hornblenda, biotita, plagioclasa y feldespato potásico de nueve cuerpos intrusivos de la parte central de Coahuila y la Sierra de Picachos, utilizando técnicas convencionales de separación de minerales por líquidos pesados y separación magnética en el *United States Geological Survey* (USGS) en Denver, Colorado. Los separados minerales alcanzaron una pureza $>99\%$ debido a que las impurezas fueron removidas mediante la técnica del *hand-picking* bajo un microscopio binocular, siempre utilizando los cristales más grandes de los minerales a fechar y que no

tuvieran inclusiones de otras fases minerales. Todas las muestras fueron lavadas con acetona, alcohol y agua desionizada (X3) en un limpiador de ultrasonido marca BRANSON B-220 para remover partículas de polvo. Las alícuotas de las muestras fueron empaquetadas en capsulas de cobre y selladas al vacío en tubos de cuarzo. Las muestras fueron irradiadas por 20 horas (paquetes: KD25 y KD31) en un contenedor de aluminio en el reactor TRIGA (GSTR) en el USGS en Denver. El mineral monitor usado fue sanidino de la Toba *Fish Canyon* (FCT-3) con una edad de 27.79 Ma (Dalrymple *et al.*, 1981). El tipo de contenedor y la geometría de las muestras y estándares son los descritos por Snee *et al.* (1988).

Las muestras fueron analizadas en el *USGS Thermochronology Laboratory* en Denver, utilizando un *VG Isotopes Ltd.*, modelo 1200B o un espectrómetro de masas Map 216 ambos con multicolector de electrones con los cuales se empleó el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de calentamiento por pasos o el método de fechamiento de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusión laser. Las muestras fueron calentadas 10 minutos en cada paso siguiendo una rutina de cuatro a 11 pasos por muestra. El número y la temperatura de los calentamientos por paso fueron seleccionados con el objetivo de limitar el porcentaje de gas liberado a <20% por paso para todas las muestras. Alícuotas de biotita también fueron fundidas en un calentamiento simple para producir edades de fusión total. El calentamiento de las muestras se realizó en un horno de molibdeno similar al descrito por Staudacher *et al.* (1978). La temperatura fue monitoreada con un termómetro acoplado tipo $\text{W}_5\text{Re}-\text{W}_{26}\text{Re}$ manipulado por un controlador programable. El horno, el sistema de extracción de gases y el espectrómetro fueron limpiados entre cada paso con una bomba turbo molecular. El gas que fue analizado fue purificado con el material SAES ST707 Zr-V-Fe (VG 1200B) o un SAES ST101 Al-Zr (MAP 216) operado en temperatura ambiente y por un filamento de tungsteno incandescente. Los procedimientos de limpieza de gases, equilibrio de estos y análisis de muestras fueron realizados bajo un control por computadora; más detalles son descritos por Iriando *et al.* (2004).

Todos los datos isotópicos de argón del VG 1200B fueron reducidos utilizando una versión actualizada del programa de computo ArAr* (Haugerud and Kunk, 1988). Los datos del MAP 216 fueron reducidos utilizando una versión actualizada del programa de computo Mass Spec (Deino, 2001). Las constantes de decaimiento empleadas son las recomendadas

por Steiger y Jäger (1977). Correcciones por la interferencia de otros isótopos generados en el reactor como de Ca, K y Cl fueron realizadas utilizando las relaciones de producción dadas en Dalrymple et al. (1981) y Roddick (1983). Los errores en el cálculo de edades o relaciones incluyen errores de medición en los análisis, incertidumbres en el factor de decaimiento y error en el cálculo de la edad del monitor (Haugerud and Kunk, 1988 y Deino, 2001); más detalles sobre los procedimientos para estimar incertidumbres en las mediciones y/o errores en los datos son descritas en Iriondo *et al.* (2004).

Se construyeron diagramas espectrales de edad para graficar la edad aparente de cada paso, determinada para cada % de gas liberado en cada incremento de temperatura contra el % acumulativo de $^{39}\text{Ar}_K$ liberado, graficando los pasos de temperatura más baja a la izquierda y los de más alta a la derecha del diagrama. Cada edad aparente es calculada asumiendo que el argón atrapado (argón no producido por decaimiento *in situ* de ^{40}K), tiene el valor atmosférico de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295.5$. Todos los errores en las tablas de edades de argón reportadas en esta tesis fueron calculados a 1σ .

Las tablas presentadas en la tesis y las mismas figuras de los espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incluyen la identificación de edades estimadas para pasos individuales, edades de meseta, edades promedio, edades de isócrona, edades de fusión total y edades de gas total. Las edades de gas total representan la edad calculada de la adición de todas las mediciones de los picos de argón para todos los pasos en una muestra simple. Las edades de gas total son burdamente equivalentes a edades convencionales de K/Ar. No se calcularon precisiones analíticas para las edades de gas total. Las edades de meseta (*i.e.* S0-6 y M-23; Tabla 6-5) fueron determinadas utilizando la definición de Fleck *et al.* (1977) y las modificaciones de Haugerud y Kunk (1988). Las edades promedio son calculadas en la misma manera que las edades de meseta pero falló la definición de Fleck *et al.* (1977). Finalmente, para consultar información adicional sobre los procedimientos de reducción de datos revizar los trabajos de Haugerud y Kunk (1988) y Deino (2001).

7.3 Resultados

Se estableció la clasificación petrográfica basada en la composición modal de las rocas del CICM y Sierra de Picachos y se determinó también su composición química (elementos mayores y traza; ANEXO III). Los datos de la norma CIPW son incluidos en el ANEXO IV. Los tipos de rocas en el CICM son principalmente monzonitas, cuarzomonzonitas, cuarzdioritas, y monzodioritas. En el área también se encontraron algunas granodioritas, granitos y dioritas (Figura 7-1). El intrusivo de la Sierra de Picachos, ubicado afuera del CICM, es una sienita de feldespatos alcalinos con foides. En esta misma localidad se ha descrito microsienita, gabro y diques de composición variable, siendo todos estos tipos de rocas de afinidad alcalina (Morton-Bermea, 1990). El intrusivo de Tetillas, también localizado afuera del CICM, corresponde a una sienita *sensu stricto*, con xenocristales de ortoclasa.

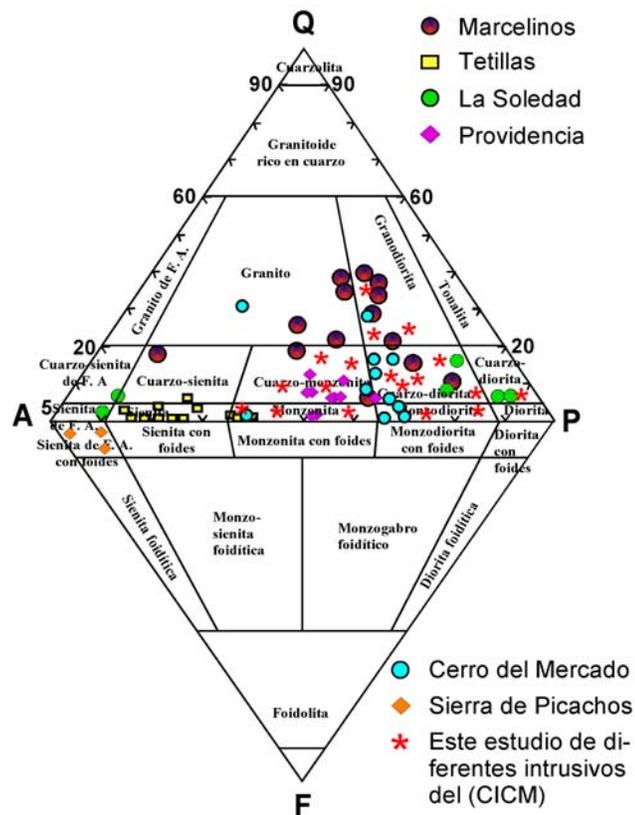


Figura 7-1 Diagrama Q-A-P-F de Streckeisen (1976) que muestra los tipos de rocas principales dentro del CICM y la Sierra de Picachos. Datos del intrusivo Marcelinos (Tovar-Cortés, 2002), Tetillas (Cavazos-Tovar, 2004), La Soledad (Cano-González, 2002), Providencia (Valdez-Reyes, 2002), Cerro del Mercado (Terrazas-Calderón, 2002); Sierra de Picachos así como las muestras indicadas con asterisco fueron clasificadas en este estudio.

Después del estudio petrográfico para identificar las muestras sin alteración y definir las paragénesis minerales, se establecieron en detalle las características geoquímicas (elementos mayores y traza) e isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206, 207}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de los intrusivos del CICM. Adicionalmente, en este capítulo se hace énfasis sobre las edades de enfriamiento determinadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en separados de hornblenda, biotita y feldespato potásico, citadas en el capítulo anterior. Estos datos se usan para inferir la edad de cambio de fuente magmática entre las rocas de arco e intraplaca entre el CICM y la Sierra de Picachos, respectivamente (Tabla 6-5 y Figura 7-13).

7.3.1 Elementos mayores

En el presente trabajo se compiló una base de datos geoquímicos que incluye 171 muestras (Anexo III). La información proviene de las tesis de maestría y doctorado de Morton-Bermea (1990 y 1995) y las tesis de licenciatura de Terrazas-Calderón (2002), Valdez-Reyes (2002), Tovar-Cortés (2002), Cano-González (2002) y Cavazos-Tovar (2004) y la información nueva generada en el presente trabajo (21 muestras). La base de datos incluye elementos mayores y traza de los intrusivos del CICM, Sierra de Picachos e intrusivo de Tetillas; con base en el análisis de esta se determinó que 14 de los 16 intrusivos del CICM son calci-alcalinos con contenidos de medio y alto-K, y dos intrusivos (Cerros Soledad y Marcelinos) son shoshoníticos; Todas las rocas de la Sierra de Picachos son shoshoníticas y el intrusivo de Tetillas tiene un comportamiento similar a la mayoría de los intrusivos del CICM (Figura 7-2a).

En general, las rocas del CICM presentan una variación de SiO_2 entre 48.10 a 63.95% para las muestras analizadas en el presente trabajo y los trabajos del 2002 y 2004 (Terrazas-Calderón, 2002; Valdez-Reyes, 2002; Tovar-Cortés, 2002 y Cano-González, 2002), mientras que valores de SiO_2 en % de 53.17 a 65.62 fueron determinados en las rocas reportadas por Morton-Bermea (1995).

Con base en el diagrama de álcalis totales vs. sílice de Peccerillo y Taylor (1976), se determinó que la mayoría de las rocas del CICM y el intrusivo de Tetillas caen en el campo sub-alcalino y solamente las rocas de los intrusivos Marcelinos y Soledad en el campo

alcalino, al igual que las rocas de la Sierra de Picachos (Figura 7-2b). Empleando los criterios de clasificación de Middlemost (1997), las rocas del CICM presentan un fuerte carácter transalcalino, mientras que las rocas de la Sierra de Picachos varían de transalcalino a alcalino (Figura 7-3a). Los valores de MALI (*Modified Alkali Lime Index*; Frost, *et al.*, 2001) para las muestras del CICM y Sierra de Picachos, que se utiliza para definir la serie química de los granitos (cálcica, calci-alcalina, álcali-cálcica y alcalina; SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; Figura 7-3b), corrobora la afinidad calci-alcalina principal de las rocas del CICM y alcalina de los intrusivos Soledad, Marcelinos y la Sierra de Picachos.

Por otro lado, de acuerdo al parámetro de Shand (relación entre la concentración molar de $\text{Al}/\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}$ vs. $\text{Al}/\text{Na}+\text{K}$) en el diagrama de Maniar y Piccioli (1989; Figura 7-4a), se estableció que todas las rocas del CICM son metaluminosas, y las rocas de la Sierra de Picachos son preferentemente peralcalinas a metaluminosas (Figura 7-4a). El carácter metaluminoso, peraluminoso y peralcalino se asocia a la génesis de los granitos, considerándose que los granitos metaluminosos tienen una afinidad marcada con granitos generados en ambientes de arco volcánico (*i.e.* asociados a zonas de subducción, granitos Tipo I), tal y como fueron interpretados los primeros intrusivos estudiados del CICM; los peraluminosos producto de fusión de corteza continental evolucionada y materiales pelíticos durante colisión continental (granitos de dos micas, fuertemente enriquecidos en aluminio; Tipo S) y, finalmente, los peralcalinos son asociados a ambientes intraplaca (Barbarin, 1999; Chappell, 1999 y Frost *et al.*, 2001; entre otros).

De acuerdo a la clasificación química para granitos propuesta por Chappell y White (1974), para separar granitos generados por la fusión de una fuente compuesta principalmente por materiales ígneos (granitos Tipo-I; concentración molar: $\text{Al}/\text{Ca}+\text{Na}+\text{K} < 1$) y por materiales sedimentarios (granitos Tipo-S, $\text{Al}/\text{Ca}+\text{Na}+\text{K} > 1$), todas las rocas del CICM y de la Sierra de Picachos presentan valores de $\text{Al}/\text{Ca}+\text{Na}+\text{K} < 1$ y un comportamiento cercanamente lineal con el incremento en SiO_2 (Figura 7-4b). Lo anterior es coherente con el carácter metaluminoso de las rocas del CICM y peralcalino de las de la Sierra de Picachos.

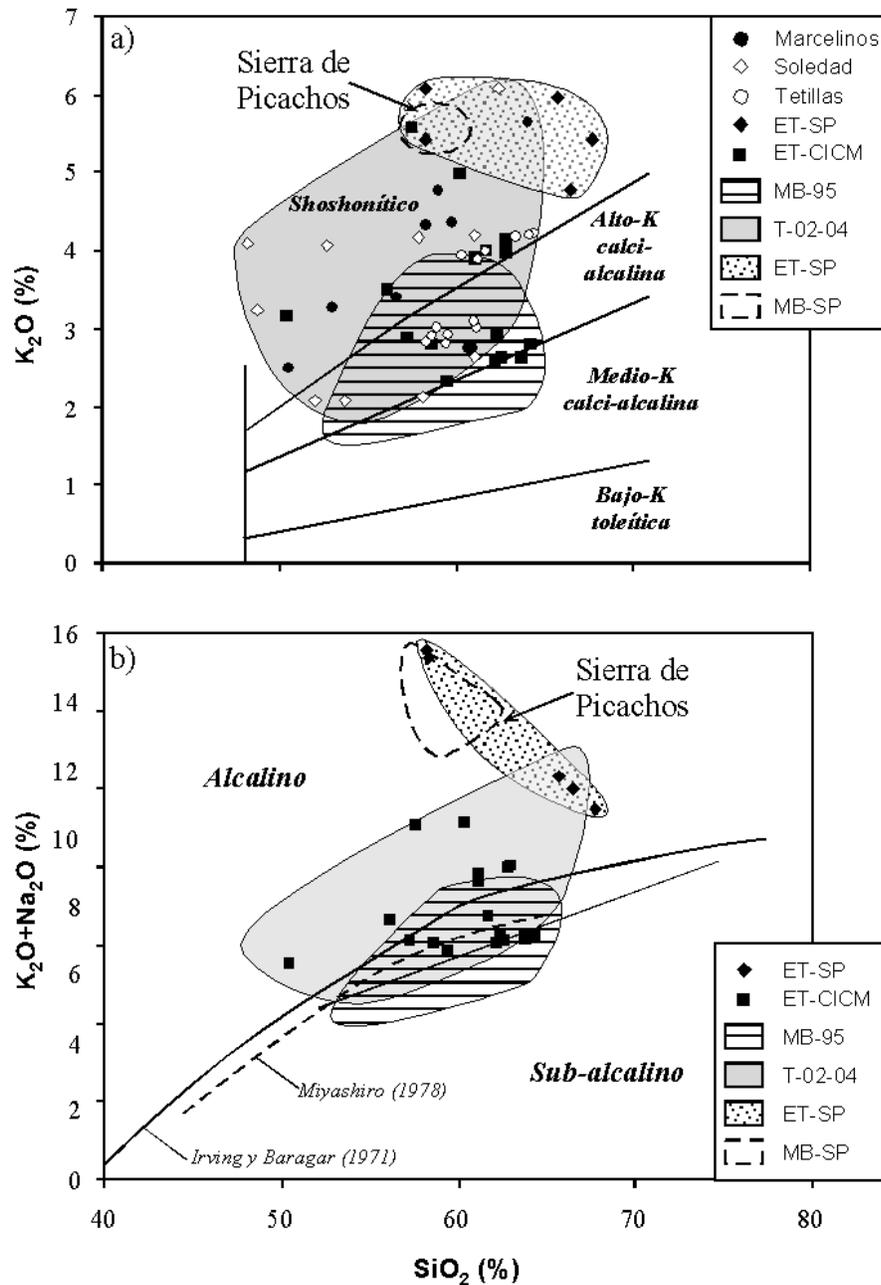


Figura 7-2. a) Series magmáticas presentes en el CICM (diagrama de Rickwood, 1989). Nótese que las muestras de este trabajo prácticamente documentan a las series magmáticas ya reportadas para el CICM. Nube gris: rocas de trabajos del 2002 y 2004 (51 muestras: T-02-04 Terrazas-Calderón, 2002; Cano-González, 2002; Tovar-Cortés, 2002; Valdez-Reyes, 2002 y Cavazos-Tovar, 2004); nube sin color: datos de Morton-Bermea (1995; 78 muestras). b) Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) en el que se define el carácter alcalino y subalcalino; además se incluyen los límites propuestos por Irvine y Baragar (1971) y Miyashiro (1978). Claves: ET-SP: Datos de este trabajo en la Sierra de Picachos (5 muestras), ET-CICM: Datos de este trabajo del CICM (16 muestras), MB-95: Datos del CICM de Morton-Bermea (1995), T-02-04: Datos de trabajos de tesis de licenciatura del 2002 al 2004, MB-SP: datos de Morton-Bermea (1990) de la Sierra de Picachos (5 muestras).

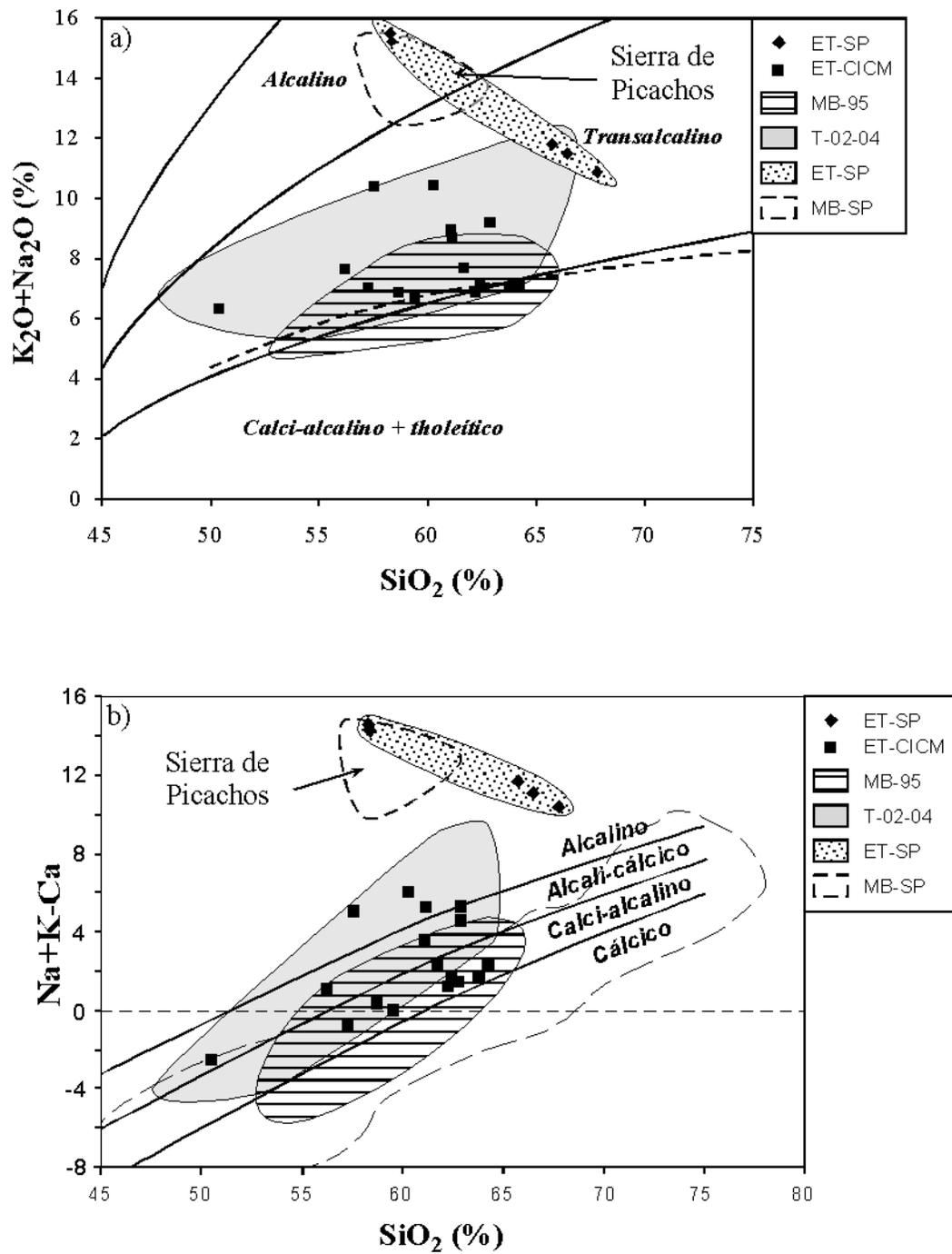


Figura 7-3. a) Diagrama de Middlemost (1997) en el que se observa la afinidad transalcalina de la mayoría de las rocas del CICM y de transalcalina a alcalina de la Sierra de Picachos. Nótese que a diferencia de los resultados obtenidos por Morton-Bermea (1995), en esta investigación se encontraron rocas más diversas en la Sierra de Picachos. b) Diagrama MALI (Frost *et al.*, 2001) en el que se observa el carácter calci-alcalino de las rocas del CICM y alcalino de las rocas de los intrusivos Soledad, Marcelinos y Sierra de Picachos. Simbología igual que en figura 7-2.

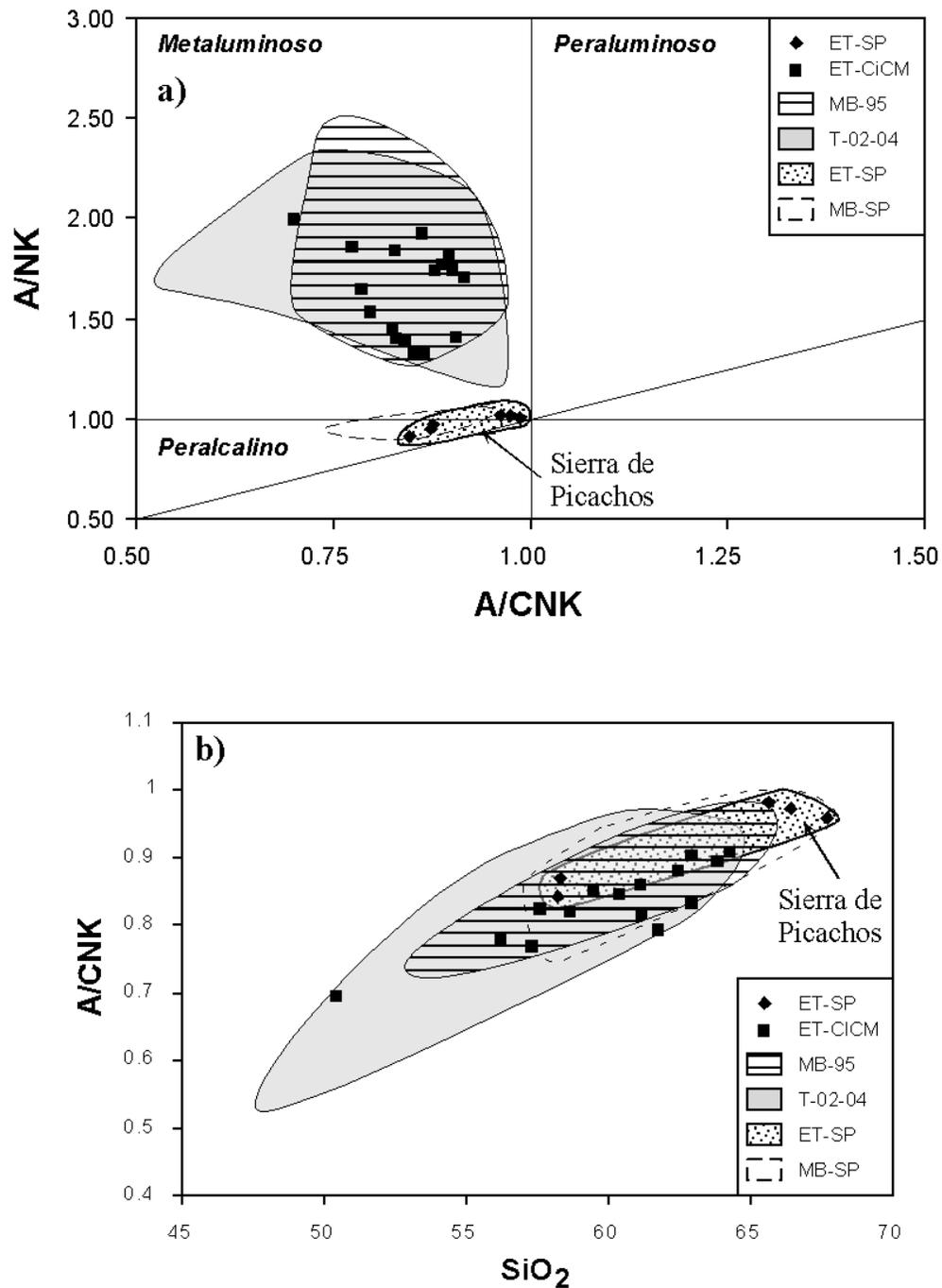


Figura 7-4. a) Diagrama de Maniar y Piccolli (1989) que representa al parámetro de Shand (concentración molar de Al/Ca+Na+K vs. Al/Na+K), en el que se establece el carácter metaluminoso de todas las rocas del CICM y peralcalino a metaluminoso de las rocas de la Sierra de Picachos. b) Gráfica que muestra los valores de Al/Ca+Na+K <1 y su incremento con el grado de diferenciación para las rocas del CICM y Sierra de Picachos, típico para granitos Tipo-I.

7.3.2 Elementos traza

Los elementos traza hoy en día tienen una importancia crucial en estudios petrogenéticos para la evaluación de procesos petrológicos, mucho mayor que la importancia de los elementos mayores; a diferencia de estos últimos, los elementos traza abundan en concentraciones menores que 0.1% (< 1000 ppm). Estos elementos en la mayoría de los casos substituyen a elementos mayores en los minerales formadores de rocas y raramente son formadores de minerales (Rollinson, 1993). A continuación, se describe el comportamiento de los elementos traza analizados en la presente tesis para las rocas del CICM y la Sierra de Picachos, comparando primero las abundancias de los elementos de las tierras raras entre estos dos complejos ígneos, posteriormente las características de cada complejo en diagramas multi-elemento y finalmente su discriminación tectono-magmática.

El contenido de elementos de las tierras raras se presenta en diagramas normalizados utilizando los valores condriticos propuestos por Evensen *et al.* (1978; Figura 7-4). Por otro lado, se presentan también diagramas multielemento normalizados a manto primitivo con los valores propuestos por McDonough *et al.* (1991) y el valor de fósforo (P) fue tomado de Sun (1980; Figura 7-5).

En la Figura 7-5a se muestra el campo que cubre a la variación de los elementos de las tierras raras para las rocas del CICM analizadas en el 2002 y 2004 (campo en gris; Terrazas-Calderón, 2002; Valdez-Reyes, 2002; Cano-González, 2002; Tovar-Cortés, 2002 y Cavazos-Tovar), así como el campo para los valores reportados por Morton-Bermea (1995) del mismo CICM (campo en barras diagonales). Sobre estos campos se presentan con patrones en color las muestras analizadas en la presente investigación. Los diagramas de tierras raras muestran claramente un enriquecimiento de las tierras raras ligeras sobre las pesadas para las rocas del CICM, lo cual es característico de rocas de arco volcánico. En las muestras reportadas por Morton-Bermea (1995) se aprecia una anomalía negativa de Eu poco pronunciada (Figura 7-5a), mientras que en los datos reportados por los trabajos del 2002, 2004 y en las muestras de la presente investigación, la anomalía de Eu prácticamente no existe (Figura 7-5a). La pendiente casi horizontal en el patrón de las tierras raras pesadas está

mejor marcado en las rocas del trabajo de Morton-Bermea (1995; Figura 7-5a) que en el resto de los datos.

Es importante señalar que en las muestras de Morton-Bermea (1995) se aprecia una anomalía negativa de Ce (Figura 7-5a), la cual no está presente en las muestra de los trabajos del 2002-2004 (Figura 7-5a). Por otro lado, es claro que las muestras de los trabajos del 2002 presentan una variación mayor en la concentración de tierras raras, lo cual se cree que se debe a que se muestreó un intervalo de composición más amplio que en el trabajo de Morton-Bermea (1995). De hecho, en estos trabajos fue en los que se identificó una nueva serie magmática de tipo shoshonítica dentro del CICM hasta entonces no reconocida (Figura 7-2a; Cano-González, 2002 y Tovar-Cortés, 2002).

En el diagrama multielementos (Figura 7-5c) todas las rocas del CICM muestran un enriquecimiento importante de los elementos incompatibles como: Rb, Ba y Th con respecto a las tierras raras ligeras y al resto de los elementos que disminuyen en grado de incompatibilidad hacia la derecha en este diagrama (Figura 7-5c). Otra de las características claras en el diagrama multielementos son las anomalías negativas de Nb y Ti, las cuales se acentúan en las rocas más diferenciadas de los intrusivos Cerro del Mercado y La Soledad (Figura 7-5c). Se destaca que en el intrusivo La Soledad las anomalías positivas de Ba, Th y Sr son prominentes, al igual que la negativa de Ti en las rocas de la serie alcalina de este intrusivo. Las anomalías positivas de Ba, Th y Sr son típicas de rocas de arco por la participación de fluidos liberados de los sedimentos o la fusión misma de sedimentos, mientras que la anomalía negativa de titanio es producto de la cristalización de fases de óxidos de Ti de alta temperatura. Con respecto a la anomalía negativa de Nb, y para otros casos Ta, y el enriquecimiento de elementos incompatibles observado en las rocas del CICM, se pudiera pensar que en su conjunto pueden ser producto de contaminación de la corteza continental, debido a que las rocas analizadas no corresponden a magmas primarios; sin embargo, como se verá más adelante en la parte de isotopía la contaminación cortical fue baja.

Para las rocas de la Sierra de Picachos (Morton-Bermea, 1990), el comportamiento de los elementos incompatibles es altamente contrastante si lo comparamos con los patrones de multielementos y tierras raras de las rocas del CICM (Figura 7-5). Las rocas de la Sierra de Picachos presentan un enriquecimiento importante en elementos altamente incompatibles como: Rb, Th y K comparados con las tierras raras y los demás elementos menos incompatibles (Figura 7-5d). Sin embargo, en las rocas de la Sierra de Picachos existen anomalías negativas prominentes de Ba, Sr y Ti. Por otro lado, no existe anomalía negativa de Nb y su posición en el patrón de multielementos es lo suficientemente alta que supera la anomalía positiva de Zr (Figura 7-5d). Estos patrones son característicos de magmas de ambientes de intraplaca.

Los patrones de tierras raras para la Sierra de Picachos presentan diferencias apreciables si son comparados con los promedios conocidos para las rocas del CICM. Una de las diferencias más notorias es que las rocas de la Sierra de Picachos muestran una anomalía negativa de Eu prominente, ausente en las rocas del CICM (Figura 7-5a y b). Lo anterior, se interpreta como producto de la ausencia de plagioclasa en la roca. Además, en general, el fraccionamiento de las tierras raras es mayor en las rocas de la Sierra de Picachos que en las del CICM (Figura 7-5a y b). Finalmente, se puede destacar que al igual que en las rocas del CICM, las rocas de la Sierra de Picachos muestran un enriquecimiento mayor de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas. Para las rocas sieníticas se puede interpretar que el patrón escalonado de las tierras raras es consistente con cristalización fraccionada como proceso de diferenciación, ya que las rocas menos diferenciadas están en la parte baja del diagrama, mientras que la más diferenciada en la parte superior (Figura 7-5b).

Por otro lado, los elementos traza también se utilizan para la interpretación de ambientes tectonomagmáticos de rocas graníticas (Pearce *et al.*, 1984 y Rollinson, 1993). Utilizando los diagramas de discriminación tectonomagmática para la discriminación de rocas graníticas Rb vs. Y+Nb y Nb vs. Y, propuestos por Pearce y *et al.* (1984), se determinó que las rocas del CICM se discriminan como granitos de arco volcánico (Figura 7-6a y b).

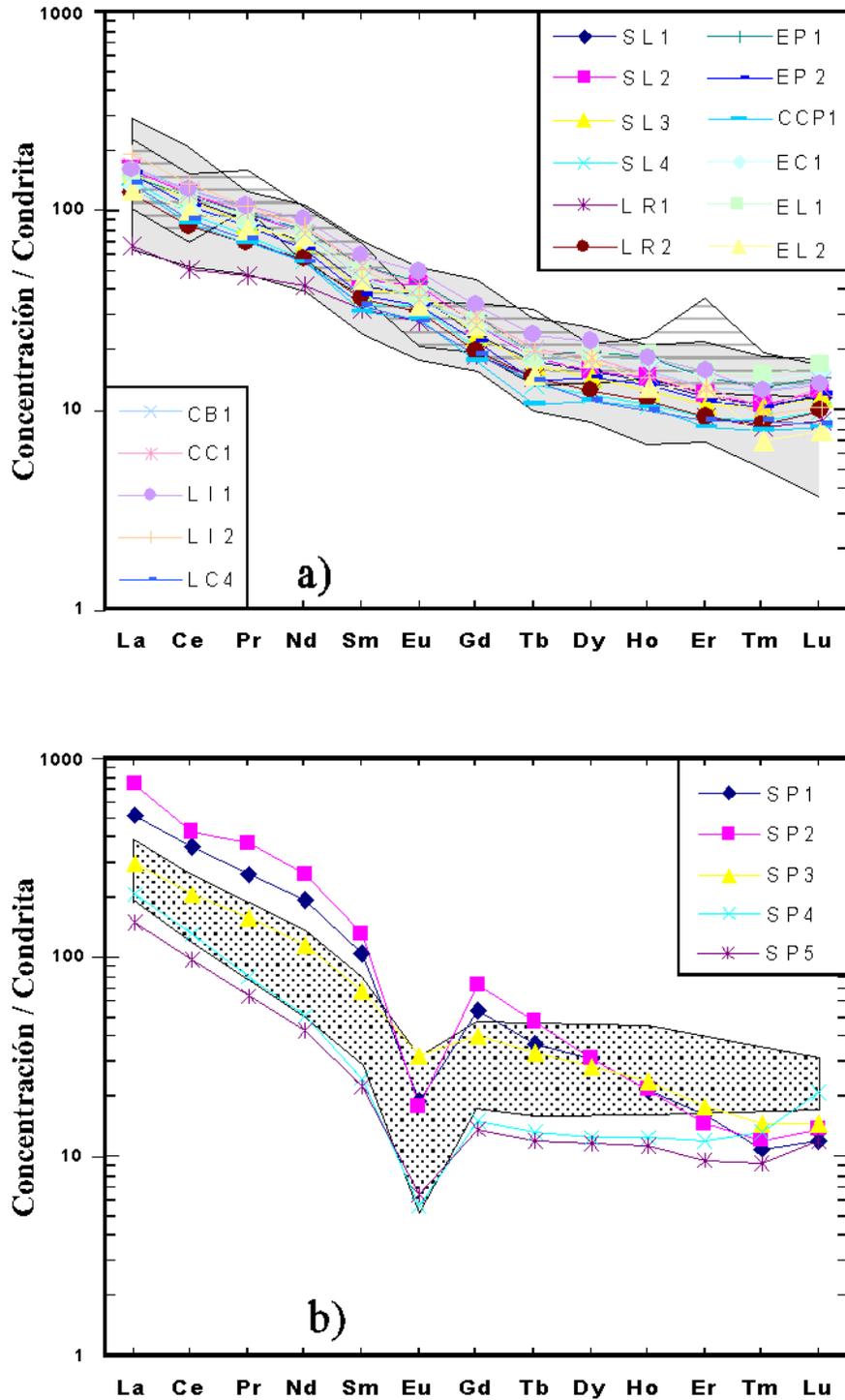


Figura 7-5 a) y b) Diagramas de tierras raras normalizados contra condritas (valores de Evensen *et al.*, 1978) para las rocas del CICM y Sierra de Picachos, respectivamente (campo gris: rocas del 2002-2004; campo en barras horizontales: datos de Morton-Bermea, 1995; campo con puntos: datos de Morton-Bermea, 1990, de la Sierra de Picachos).

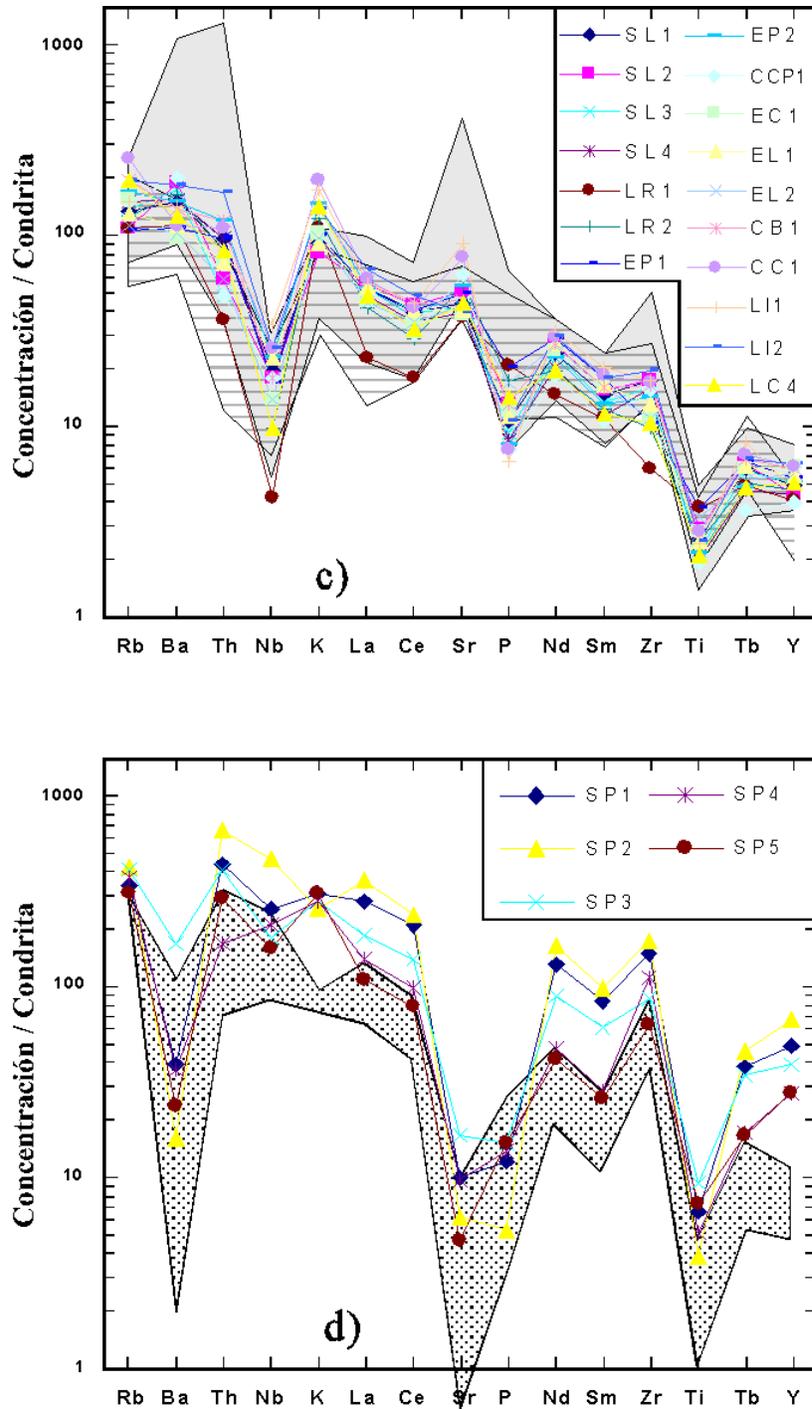


Figura 7-5 Continuación: c) y d) diagramas de multielementos normalizado contra manto primitivo (valores de McDonough *et al.*, 1991 y P de Sun, 1980) para las rocas del CICM y Sierra de Picachos, respectivamente. En los datos de la Sierra de Picachos nótese la abundancia de Rb, Th, Nb y Zr, así como las anomalías negativas de Ba, Sr y Ti. Obsérvese que las rocas de la Sierra de Picachos muestran una anomalía negativa de Eu muy marcada. Además, la presencia de anomalías negativas de Nb y Ti en el CICM, las cuales están ausentes en la Sierra de Picachos. Simbología igual que en a y b.

Sin embargo, las rocas de la Sierra de Picachos grafican en estos mismos diagramas como granitos de tipo intraplaca (Figura 7-6a y b), sin sobreponerse con las rocas del CICM ni tampoco con otros campos. Es importante mencionar que los diagramas de discriminación tectónica no son infalibles y deben de establecerse otro tipo de evidencias geológicas e isotópicas que complementen o refuten las interpretaciones obtenidas con ellos (Forster *et al.*, 1997; Barbarin, 1999 y Frost *et al.*, 2001).

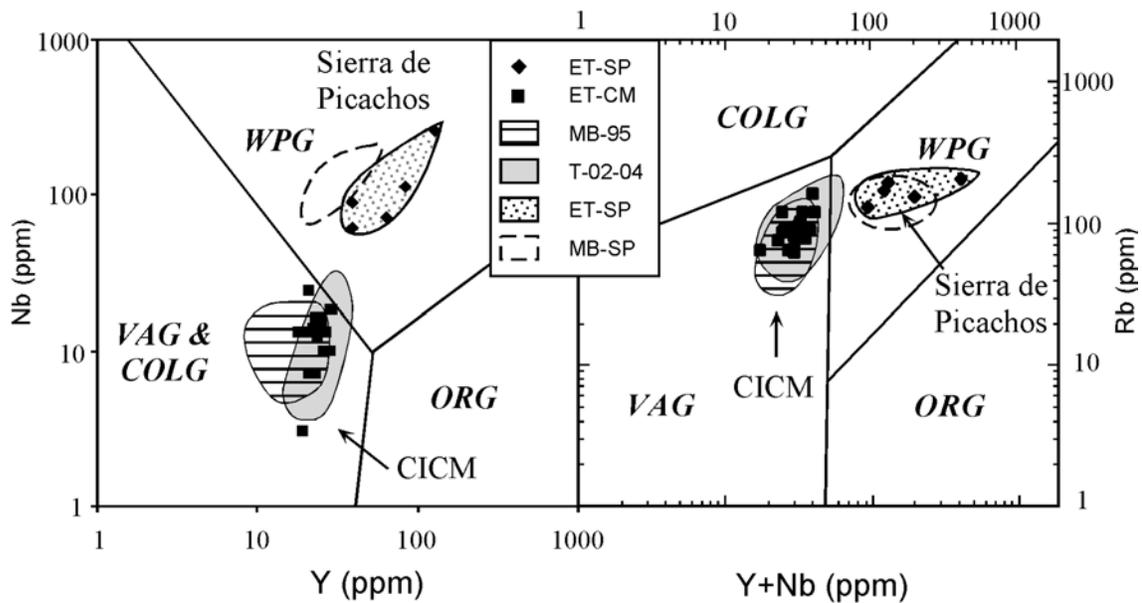


Figura 7-6 Diagramas de discriminación tectonomagmática para granitos (Pearce *et al.*, 1984). a) Nb vs. Y, y b) Rb vs. Y + Nb. Nótese la discriminación como granitos de arco volcánico para las rocas del CICM, mientras que como granitos de intraplaca para las rocas de la Sierra de Picachos. VAG: granitos de arco volcánico, WPG: granitos de intraplaca, COLG: granitos colisionales, y ORG: granitos orogénicos. Campos igual que en la Figura 7-5.

7.3.3 Isotopía del CICM

Se determinaron relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tabla 7-1), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Tabla 7-2) y $^{206, 207} \text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tabla 7-3), para visualizar de manera más clara los componentes (manto, corteza oceánica, corteza continental y sedimentos oceánicos) involucrados en la evolución de las rocas del CICM y la Sierra de Picachos, los cuales puedan ser utilizados para complementar las interpretaciones derivadas de los elementos traza. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb se determinaron en 25 muestras que incluyen rocas de los intrusivos del CICM (19), Sierra de Picachos (2), del basamento permo-triásico (2) y de basaltos plio-cuaternarios (2) (Tabla 7-1, 7-2 y 7-3).

Tabla 7-1 Relaciones isotópicas de Sr de los intrusivos terciarios del CICM, Sierra de Picachos y del basamento permo-triásico.

Muestra Clave	Litología	Edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (Ma)	Localización		Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1σ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$	E_{Sr}
			Longitud	Latitud						
Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova										
R5 WR	Gd	~40	101° 22' 45"	26° 34' 21"	155.4	806.8	0.555	0.704021	39	0.703666 -12.5
PP6 WR	Cmzd	40.88 ± 0.06 (Bi)	100° 40' 25"	26° 47' 58"	59.0	810.1	0.211	0.704443	34	0.704308 -2.2
R5 WR	Gd	~40	101° 22' 45"	26° 34' 21"	198.0	1208.0	0.473	0.704060	37	0.703758 -9.8
PP6 WR	Cmzd	40.88 ± 0.06 (Bi)	100° 40' 25"	26° 47' 58"	67.0	1005.0	0.192	0.704426	39	0.704303 -2.1
PP2 WR	Cmz	~41	100° 40' 02"	26° 47' 45"	72.0	1362.0	0.152	0.704199	29	0.704102 -4.9
R2 WR	Cmzd	~40	101° 22' 25"	26° 34' 42"	60.0	1380.0	0.125	0.703500	35	0.703420 -14.6
S06 WR	Cmzd	42.36 ± 0.14 (Hb)	101° 34' 56"	26° 43' 37"	47.0	1012.0	0.134	0.704008	36	0.703922 -7.5
S09 WR	Sienita	~42	101° 35' 25"	26° 43' 26"	151.0	6639.0	0.066	0.703472	32	0.703430 -14.4
S17 WR	Cmzd	~42	101° 35' 00"	26° 42' 58"	89.0	1753.0	0.146	0.703727	38	0.703633 -11.6
M23 WR	Cmz	41.23 ± 0.02 (Bi)	101° 29' 44"	26° 49' 24"	63.0	1565.0	0.116	0.704181	35	0.704107 -4.8
M13 WR	Mzd	~44	101° 28' 58"	26° 49' 03"	65.0	1129.0	0.166	0.704252	38	0.704146 -4.3
M27 WR	Mzd	~44	101° 27' 49"	26° 51' 21"	51.0	1210.0	0.122	0.704098	40	0.704020 -6.1
EC1 WR	Cmz	~41	100° 34' 25"	26° 46' 19"	91.3	736.8	0.358	0.704363	36	0.704135 -4.4
CB1WR	Cmz	40.91 ± 0.06 (Bi)	100° 36' 25"	26° 40' 55"	115.3	935.5	0.357	0.704065	30	0.703838 -8.7
EL1 WR	Cmz	~41	100° 37' 38"	26° 45' 57"	77.2	794.4	0.281	0.704131	38	0.703952 -7.0
EL2 WR	Cmz	~41	100° 37' 42"	26° 47' 16"	63.8	868.1	0.213	0.704198	31	0.704063 -5.5
SL3 WR	Mzd	~40	101° 13' 44"	26° 38' 42"	80.1	833.7	0.278	0.704531	38	0.704354 -1.3
EP2 WR	Sienita	~40	100° 57' 42"	26° 43' 28"	95.4	1071.0	0.258	0.704513	29	0.704349 -1.4
LR1 WR II	Mz	~40	101° 55' 10"	26° 43' 00"	69.5	829.9	0.242	0.703579	34	0.703425 -14.5
LI2 WR	Mz	~40	100° 14' 47"	26° 54' 50"	112.5	756.6	0.430	0.705072	39	0.704798 5.0
LC4 WR	Sienita	35.13 ± 0.10	101° 53' 24"	26° 18' 58"	116.5	958.7	0.352	0.704196	38	0.703972 -6.8
Sierra de Picachos										
SP4	Traquita	~20	99° 59' 24"	26° 14' 36"	151.3	41.0	10.686	0.706272	37	0.703246 -17.5
SP5	Sienita	~20	99° 59' 40"	26° 14' 03"	119.4	15.2	22.698	0.710050	38	0.703624 -12.1
Basamento										
BPC-1	Gd	215	102° 48' 09"	26° 10' 49"	71.7	370.7	0.560	0.706647	38	0.705511 15.1
BCS-1	Gd	213	102° 31' 03"	27° 26' 39"	125.6	581.4	0.625	0.707164	45	0.705907 20.7
Basaltos Plio-Cuaternarios										
LC02-02	Basalto	~2	101° 44' 35"	26° 12' 43"	---	---	----	0.703327	38	---
LC02-01	Basalto	~2	101° 47' 55"	26° 17' 02"	---	---	----	0.703379	39	---

Las relaciones iniciales de Sr fueron calculadas a 45 y 20 Ma para el CICM y la Sierra de Picachos, respectivamente, por estimarse como las edades más antiguas y probables de emplazamiento promedio, Gd: Granodiorita, Cmzd: Cuarzomonzodiorita, Czm: Cuarzomonzonita, Mzd: Monzodiorita, Mz: Monzonita, S: Sienita, T: Traquita. Cz: Caliza, Ba: Basalto, ppm: partes por millón. Las edades de la columna tres corresponden a las edades de la Tabla 6-5 y Figura 7-13.

Tabla 7-2 Relaciones isotópicas de Nd de los intrusivos terciarios del CICM, Sierra de Picachos y del basamento permo-triásico.

Muestra Clave	Litología	Edad ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar (Ma)	Localización		Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₀	BNdt	t _{DM} Ma
			Longitud	Latitud	ppm	ppm						
Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova												
R5 WR	Gd	~40	101° 22' 45"	26° 34' 21"	4.5	27.9	0.098	0.512886	21	0.512857	5.4	318
PP6 WR	Cmzd	40.88 ± 0.06 (Bi)	100° 40' 25"	26° 47' 58"	6.7	32.3	0.125	0.512703	21	0.512666	1.7	697
R5 WR	Gd	~40	101° 22' 45"	26° 34' 21"	4.3	26.0	0.099	0.512911	19	0.512882	5.9	289
PP6 WR	Cmzd	40.88 ± 0.06 (Bi)	100° 40' 25"	26° 47' 58"	4.9	23.1	0.128	0.512725	19	0.512687	2.1	681
PP2 WR	Cmz	~41	100° 40' 02"	26° 47' 45"	6.8	33.8	0.121	0.512748	22	0.512712	2.6	600
R2 WR	Cmzd	~40	101° 22' 25"	26° 34' 42"	5.4	25.5	0.127	0.512864	17	0.512827	4.8	451
S06 WR	Cmzd	42.36 ± 0.14 (Hb)	101° 34' 56"	26° 43' 37"	4.7	20.4	0.140	0.512731	19	0.512690	2.1	765
S09 WR	Sienita	~42	101° 35' 25"	26° 43' 26"	9.0	46.3	0.118	0.512913	16	0.512878	5.8	338
S17 WR	Cmzd	~42	101° 35' 00"	26° 42' 58"	5.9	25.5	0.138	0.512881	26	0.512840	5.1	479
M23 WR	Cmz	41.23 ± 0.02 (Bi)	101° 29' 44"	26° 49' 24"	5.1	26.0	0.118	0.512685	13	0.512650	1.4	674
M13 WR	Mzd	~44	101° 28' 58"	26° 49' 03"	4.7	21.4	0.133	0.512575	36	0.512536	-0.9	979
M27 WR	Mzd	~44	101° 27' 49"	26° 51' 21"	6.2	27.6	0.135	0.512693	19	0.512653	1.4	790
EC1 WR	Cmz	~41	100° 34' 25"	26° 46' 19"	6.6	31.8	0.125	0.512691	18	0.512654	1.4	713
CB1WR	Cmz	40.91 ± 0.06 (Bi)	100° 36' 25"	26° 40' 55"	6.5	34.2	0.115	0.512784	17	0.512750	3.3	513
EL1 WR	Cmz	~41	100° 37' 38"	26° 45' 57"	5.9	30.4	0.118	0.512789	17	0.512755	3.4	519
EL2 WR	Cmz	~41	100° 37' 42"	26° 47' 16"	6.1	29.2	0.126	0.512817	18	0.512780	3.9	518
SL3 WR	Mzd	~40	101° 13' 44"	26° 38' 42"	5.7	32.9	0.105	0.512693	21	0.512662	1.6	587
EP2 WR	Sienita	~40	100° 57' 42"	26° 43' 28"	5.0	27.1	0.112	0.512789	17	0.512756	3.4	491
LR1 WR II	Mz	~40	101° 55' 10"	26° 43' 00"	4.8	20.6	0.142	0.512916	15	0.512875	5.7	433
LI2 WR	Mz	~40	100° 14' 47"	26° 54' 50"	7.5	38.3	0.118	0.512708	21	0.512673	1.8	641
LC4 WR	Sienita	35.13 ± 0.10	101° 53' 24"	26° 18' 58"	4.9	25.8	0.115	0.512828	19	0.512794	4.2	450
Sierra de Picachos												
SP4	Traquita	~20	99° 59' 24"	26° 14' 36"	3.5	22.4	0.095	0.512925	20	0.512913	5.9	263
SP5	Sienita	~20	99° 59' 40"	26° 14' 03"	3.6	21.3	0.101	0.512914	19	0.512901	5.6	290
Basamento												
BPC-1	Gd	215	102° 48' 09"	26° 10' 49"	3.2	16.4	0.117	0.512565	23	0.512402	-3.5	883
BCS-1	Gd	213	102° 31' 03"	27° 26' 39"	4.8	26.7	0.109	0.512487	17	0.512337	-4.8	838
Basaltos Plio-Cuaternarios												
LC02-02	Basalto	~2	101° 44' 35"	26° 12' 43"	---	---	----	0.512883	17	0.512883	---	---
LC02-01	Basalto	~2	101° 47' 55"	26° 17' 02"	---	---	----	0.512883	20	0.512883	---	---

Las relaciones iniciales de Nd fueron calculadas a 45 y 20 Ma para el CICM y la Sierra de Picachos, respectivamente, por estimarse como las edades más antiguas y probables de emplazamiento promedio, Gd: Granodiorita, Cmzd: Cuarzomonzodiorita, Czm: Cuarzomonzonita, Mzd: Monzodiorita, Mz: Monzonita, S: Sienita, T: Traquita. Cz: Caliza, Ba: Basalto, ppm: partes por millón. Las edades de la columna tres corresponden a las edades de la Tabla 6-5 y Figura 7-13.

Tabla 7-3 Datos isotópicos de Plomo determinados en la presente investigación para las rocas del CICM y Sierra de Picachos.

Muestra	Tipo de roca	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 σ (%)	n
<u>Cinturón Candela Monclova</u>								
R5	Granodiorita	18.9588	0.034	15.6056	0.036	38.6286	0.041	98
PP6	Cuarzomonzodiorita	18.9370	0.145	15.6180	0.147	38.7242	0.150	98
PP2	Cuarzomonzonita	18.9035	0.051	15.6156	0.053	38.7133	0.052	99
R2	Cuarzodiorita	18.8907	0.038	15.5950	0.040	38.6503	0.042	99
S06	Cuarzodiorita	18.9179	0.048	15.6495	0.059	38.8273	0.064	97
S09	Sienita	18.6587	0.020	15.5699	0.023	38.3193	0.022	99
S17	Cuarzomonzodiorita	18.5727	0.057	15.5530	0.060	38.2171	0.064	97
M23	Cuarzomonzonita	18.6542	0.022	15.6019	0.029	38.4523	0.030	96
M13	Monzodiorita	18.8066	0.019	15.6096	0.022	38.7260	0.022	96
M27	Monzodiorita	18.7245	0.016	15.6026	0.017	38.5679	0.017	97
EC1	Cuarzomonzonita	18.9210	0.052	15.6375	0.053	38.7997	0.052	93
CB1	Cuarzomonzonita	18.8240	0.059	15.6021	0.064	38.5753	0.069	97
EL1	Cuarzomonzonita	18.8460	0.083	15.6238	0.090	38.7036	0.087	97
EL2	Cuarzomonzonita	18.9904	0.064	15.6561	0.070	38.7985	0.078	98
SL3	Monzonita	18.6789	0.071	15.6433	0.093	38.6901	0.128	98
EP2	Sienita	18.8269	0.053	15.6219	0.054	38.6680	0.056	98
LR1	Monzonita	18.7389	0.042	15.6151	0.045	38.5236	0.060	96
LI2	Monzonita	19.0105	0.043	15.6458	0.060	39.0737	0.083	98
LC4	Sienita	18.7406	0.022	15.6157	0.023	38.6088	0.026	100
<u>Sierra de Picachos</u>								
SP4	Traquita	19.9011	0.152	15.6633	0.152	38.7955	0.159	98
SP5	Sienita	19.0124	0.167	15.6199	0.161	38.8224	0.162	100
<u>Basamento</u>								
BPC1	Granodiorita	19.3427	0.034	15.6751	0.034	38.7708	0.034	97
BCS1	Granodiorita	18.8220	0.024	15.6464	0.025	38.6516	0.025	97
<u>Basaltos Plio-Cuaternarios</u>								
LC02-01	Basalto	18.5688	0.108	15.5500	0.112	38.2944	0.117	96
LC02-02	Basalto	18.5719	0.025	15.5606	0.028	38.2809	0.032	97

n: número de mediciones

Además, en muchas de las muestras del CICM y la Sierra de Picachos, también se realizaron fechamientos en minerales como hornblenda, biotita y feldespato potásico utilizando la técnica de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y se obtuvo una edad Th/Pb en circón empleando SHRIMP (*Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe*). Con esto se pudo definir un modelo petrogenético más completo dentro de un marco tectónico regional controlado en el tiempo. A continuación, con base en el análisis de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{206}, ^{207}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, se discuten los componentes y procesos petrogenéticos involucrados en la generación de los magmas del CICM.

7.3.3.1 ¿Contaminación cortical?

Se ha documentado que la generación de magmas en zonas de subducción ocurre frecuentemente entre los 80 y 100 kilómetros de profundidad. Los fluidos liberados de la placa y sedimentos que subducen bajan la temperatura de fusión del manto, disparando así la fusión parcial del mismo. Se cree que la generación de los magmas debe ocurrir en la cuña del manto; en esta zona los magmas adquieren sus características químicas iniciales y es a partir de aquí que los magmas ascienden a diferentes niveles de la corteza y/o hasta la superficie, controlados principalmente por la fuerza de gravedad, por diferencias de densidad entre el magma y la roca encajonante, y por las condiciones locales (fuente) y/o regionales de los esfuerzos en la corteza.

Durante el ascenso, los magmas pueden contaminarse en diferente grado o prácticamente atravesar la corteza sin que este proceso ocurra. Sin embargo, si ocurre contaminación la variación de la composición original va a depender del grado de contaminación y tipo de contaminante incorporado al magma (DePaolo, 1981). Por otro lado, los magmas pueden o no fraccionarse a partir de que son generados en el manto, por lo que el estudio de este tipo de magmas permite conocer con mayor detalle las características químicas de la fuente. Determinar la composición original de los magmas en la zona de fusión parcial del manto, es una de las tareas más importantes en la petrología ígnea hoy en día. Una de las fuentes más utilizadas para la estimación de la composición del manto es sin duda el estudio de xenolitos mantélicos, acarreados de zonas de fusión parcial y de tránsito de los magmas; así como el estudio de magmas primarios ($\# \text{Mg} = 66-75$, $\text{Cr} > 1000$ ppm y $\text{Ni} = > 400-500$ ppm), los cuales corresponden a magmas no modificados por cristalización fraccionada así como tampoco por asimilación de corteza.

Para el área de estudio, la localidad más cercana con información geoquímica de xenolitos del manto y de la corteza inferior es La Olivina localizada en el sureste de Chihuahua (Cameron *et al.*, 1992; Figura 7-7). Parte de la información isotópica de los xenolitos de La Olivina, y de clastos de granitoides de un conglomerado paleozoico de la localidad de Las Uvas, Coahuila (López *et al.*, 2001), se utilizan en el presente trabajo, en conjunto con datos de sedimentos oceánicos y de corteza oceánica, como referencia para

discutir la potencial evolución química de los magmas y/o para descifrar los diferentes componentes que pudieron estar involucrados en la generación de los intrusivos del CICM.

Se escogieron los datos de La Olivina y Las Uvas porque en el marco tectónico regional se pueden considerar dentro del terreno Coahuila; es decir, se localizan al sureste de la zona de sutura del Cinturón Ouachita-Marathon, que alcanza a entrar a México en la parte noreste y este de Chihuahua. Así mismo, estas localidades están ubicadas al norte de la traza de la hipotética Falla Mojave-Sonora (Figura 7-7; Anderson and Schmidt, 1983).

En la Figura 7-8 se muestra el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inicial}}$ donde se presentan los datos de las muestras del CICM (cuadros verdes vacíos de la serie alcalina y cuadros verdes rellenos de la serie calci-alcalina), Sierra de Picachos (triángulos amarillos), basaltos plio-cuaternarios (círculos celestes) y del basamento de Coahuila (círculos morados), comparados con datos de MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts* del *East Pacific Rise*, tomados de la base de datos PETDB *database* 2004; área gris), contra datos promedio de los xenolitos que representan a la corteza continental superior e inferior de La Olivina (Cameron *et al.*, 1992) y contra el valor de la relación isotópica global promedio de los sedimentos que se subducen en las diferentes trincheras del mundo (*Global Subducting Sediment*: GLOSS; Plank and Langmuir, 1998). El dato de GLOSS fue incluido debido a que no se cuenta con datos publicados sobre relaciones isotópicas de sedimentos en el borde continental de México, salvo los datos publicados de Pb por Hemming y McLennan (2001). Aunque existen datos publicados de Nd y Pb para rocas del Precámbrico de la región de Las Uvas, Coahuila, que en teoría representan al basamento y a la misma corteza inferior en Coahuila (López *et al.*, 2001), desafortunadamente no existen datos reportados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por lo que no es posible definir el campo para la corteza inferior de la región en la Figura 7-8.

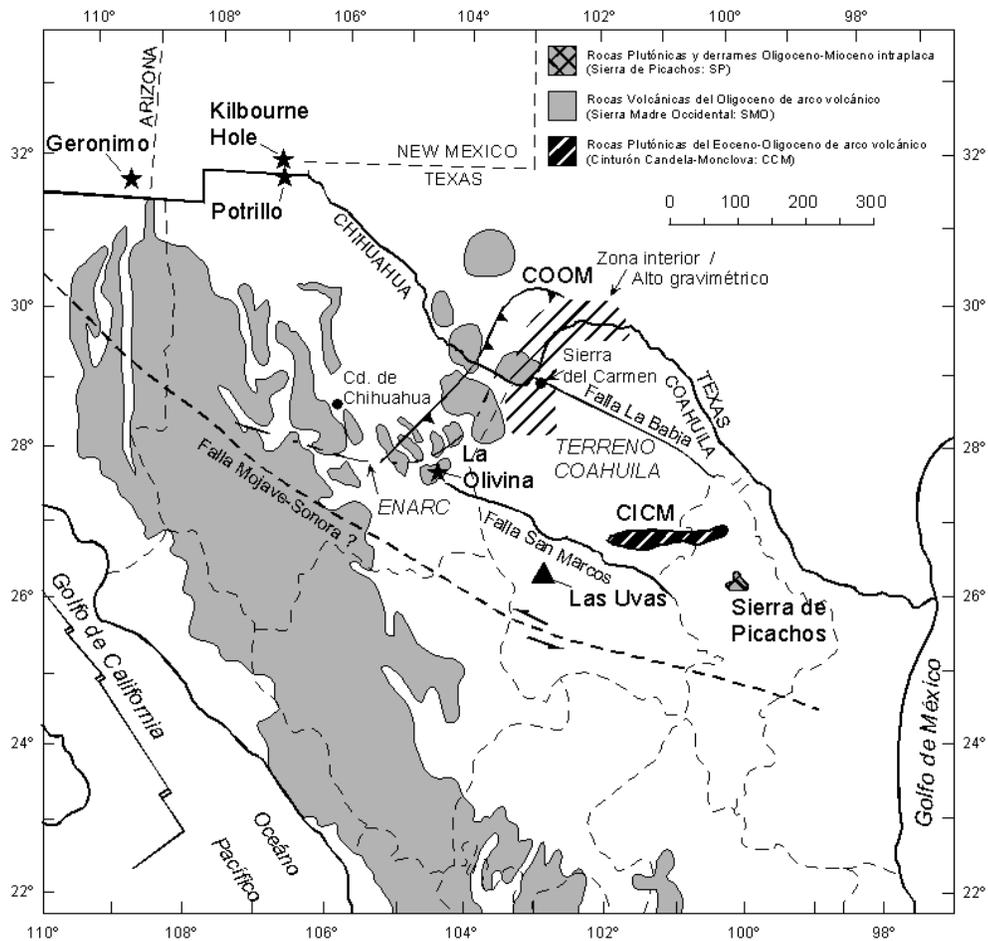


Figura 7-7 Localización del CICM y la Sierra de Picachos con respecto a las localidades (estrellas) de xenolitos de la corteza estudiados por Cameron *et al.* (1992), y con respecto a la localidad de Las Uvas (triángulo) donde López *et al.* (2001) reportaron rocas Precámbricas (Panafricanas y Grenvilianas). COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon.

Los datos de MORB así como las muestras del CICM, Sierra de Picachos y los basaltos plio-cuaternarios están dentro del arreglo del manto. Los MORBs del *East Pacific Rise* generan un campo bastante homogéneo. Las series alcalina y calci-alcalina del CICM generan un arreglo aparentemente continuo, aunque se puede apreciar una ligera separación de la serie alcalina, la cual presenta valores más altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (>0.512820) que las rocas de la serie calci-alcalina de medio a alto-K (<0.512820 ; Figura 7-8b). Todas las muestras tienen valores empobrecidos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.704355$ (excepto la muestra LI-2; Tabla 7-1 y Figura 7-8). Las rocas de la serie alcalina presentan valores <0.70406 y >0.70347 (Tabla 7-1).

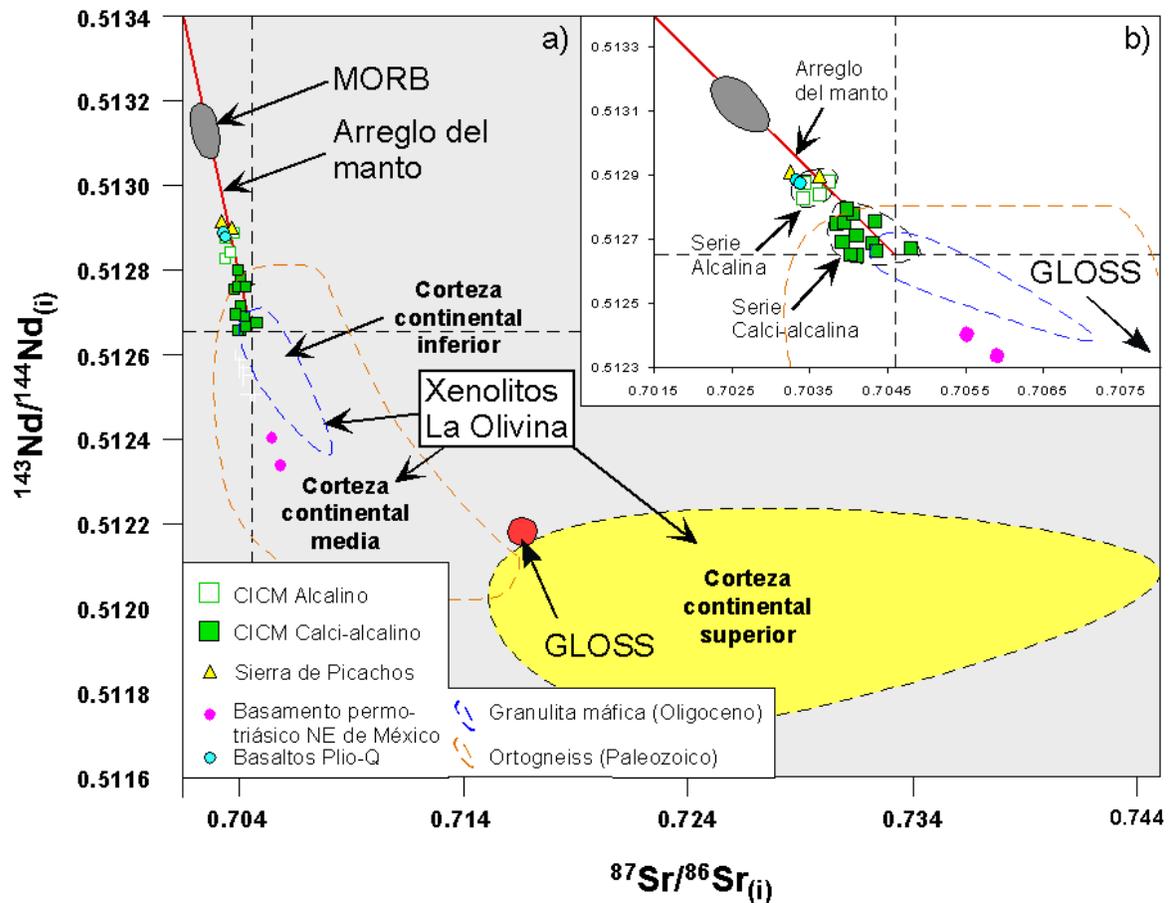


Figura 7-8 a) Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, comparados contra valores promedio de xenolitos de la corteza media e inferior de la localidad La Olivina y de xenolitos de la corteza superior del sur Arizona y Nuevo México (Cameron *et al.*, 1992) y contra el GLOSS (*Global Subducting Sediment*; Plank and Langmuir, 1998). El campo definido por la línea discontinua azul corresponde a xenolitos de granulitas máficas del Oligoceno (corteza inferior en la región), el definido por la línea discontinua naranja corresponde a xenolitos de ortogneiss del Paleozoico de la corteza media todos de La Olivina, y el campo definido por la línea discontinua negra con fondo amarillo corresponde a xenolitos de paragneiss, lutitas y calizas del Paleozoico que representan a la corteza superior del sur de Arizona y Nuevo México. Nótese el marcado enriquecimiento de las muestras del CICM en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ y por consiguiente empobrecimiento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ comparado contra los xenolitos de la corteza. P-Tr: permo-triásico y Plio-Q: Plioceno-Cuaternario. Los valores iniciales para los intrusivos del CICM (Tabla 7-1 y 7-2), fueron calculados a 45 Ma ya que esta es la edad de emplazamiento más antigua probable para el intrusivo más antiguo del CICM. Para el caso de la Sierra de Picachos sus valores iniciales fueron calculados a 20 Ma ya que esta es la edad de emplazamiento obtenida por Th-Pb en circón (Iriando, *com. pers.* 2004) para el cuerpo magmático principal y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en las microsienitas (Tabla 6-5). b) Detalle de la separación de los valores isotópicos de Sr y Nd entre las series alcalina y calci-alkalina del CICM, y de la sobreposición parcial de los valores de Sr y Nd de la serie alcalina del CICM con los valores de las rocas de la Sierra de Picachos y los basaltos Plio-Cuaternarios de la localidad de Las Coloradas.

Es importante hacer notar que los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ para las rocas intraplaca de la Sierra de Picachos, se sobreponen a los valores de los basaltos intraplaca plio-cuaternarios extravasados a través de la Falla San Marcos, y son también semejantes a los valores de las muestras más primitivas de la serie alcalina del CICM; aunque, en general, las rocas del CICM tienden a tener valores más enriquecidos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y empobrecidos en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$. Por lo anterior, se considera de manera general en este trabajo que los valores de los basaltos plio-cuaternarios y los valores de la Sierra de Picachos representan cercanamente a los valores isotópicos del manto en la región (Figura 7-8).

En comparación con las rocas del CICM los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (iniciales a 30 Ma) en los xenolitos de la corteza de La Olivina, claramente son más empobrecidos en los primeros y ampliamente enriquecidos en los segundos (Figura 7-8). Los xenolitos que muestran valores cercanos a los valores del CICM son de composición máfica y provienen de lo que compone la corteza inferior (<7.2 Kb de presión; Figura 7-8, campo de línea azul discontinua) y de edad Oligoceno (~30 Ma). Estos xenolitos son interpretados como rocas cumuloíricas provenientes de cámaras magmáticas del Oligoceno y que fueron muestreados por las lavas cuaternarias del Campo Volcánico de Camargo (Cameron *et al.*, 1992). La edad de los xenolitos de La Olivina fue determinada por U-Pb utilizando circones por Rudnick y Cameron (1991) y se observó que presentan una diversidad amplia de edades, por lo que estos autores, así como Cameron *et al.* (1992) reconocen la existencia de dos familias: xenolitos pre-cenozoicos compuestos por ortogneiss y paragneiss, y xenolitos del Oligoceno de composición máfica. Los xenolitos del Oligoceno corresponden cercanamente en edad a la actividad magmática del CICM (45 – 35 Ma) y con rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental expuestas en los alrededores de La Olivina. Además, presentan relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb semejantes a las rocas de la Sierra Madre Occidental en las cercanías del Campo Volcánico de Camargo. Se ha interpretado que las rocas ígneas oligocénicas de la Sierra Madre Occidental fueron extravasadas durante la migración del magmatismo de arco hacia la parte interna del continente, causado por la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón en el Terciario (Clark *et al.*, 1982; Cameron *et al.*, 1992 y Smith, 1993).

Algo importante a destacar sobre los xenolitos de La Olivina, es que ninguno presenta presiones >7.2 Kb (incluyendo paleozoicos y terciarios); es decir, provienen de profundidades relativamente someras de la corteza (~ 25 a 30 km), siendo los xenolitos del Oligoceno los únicos máficos. La ausencia de xenolitos máficos antiguos y de mayor profundidad en el grupo de xenolitos pre-Cenozoicos, fue interpretado por Cameron *et al.* (1992) como producto de que ocurrió una delaminación de la corteza continental inferior después del engrosamiento cortical que experimentó la región durante la Orogenia Ouachita-Marathon en el Paleozoico Tardío. Este fenómeno al parecer arrastró hacia el manto gran parte de la corteza inferior antigua y máfica del noreste de México (Chihuahua, Coahuila y Nuevo León) y del extremo sur de los Estados Unidos. De lo anterior, se infiere que la corteza en la región es una corteza relativamente delgada y de edad post-Paleozoico Tardío (post-devónica) con un espesor no mucho mayor que 35 km. Este espesor ha sido estimado con modelado gravimétrico, determinándose que la corteza en el noreste de México cambia de 41 km en la zona de Zacatecas a aproximadamente 35 km para la parte de Coahuila y Tamaulipas (Mickus y Montana, 1999 y Moreno *et al.*, 2000). Otras estimaciones de espesor de corteza en el norte de México fueron realizadas por Gomberg *et al.* (1988) con base en el estudio de ondas sísmicas (Love y Rayleigh), definiendo que el espesor promedio de la corteza es del orden de 40 a 50 km.

Cabe destacar que las rocas del CICM presentan relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más empobrecidas y enriquecidas, respectivamente que los valores del posible manto en el noreste de México (muestras de la Sierra de Picachos y los basaltos plio-cuaternarios) y el MORB. Mientras que presentan relaciones isotópicas más enriquecidas en Nd y empobrecidas de Sr que los xenolitos de origen ígneo de la corteza continental media y xenolitos de origen sedimentario de la corteza superior (Cameron *et al.*, 1992) de La Olivina, y que rocas del basamento ígneo del permo-triásico del Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas, determinados en la presente investigación, así como con respecto al mismo GLOSS. Lo anterior, en primer instancia en esta gráfica, no excluye que los magmas del CICM durante su ascenso y emplazamiento pudieron haber sido contaminados con este tipo de materiales corticales o generados por combinaciones entre el MORB, el manto del noreste de

México y sedimentos oceánicos involucrados en el proceso de subducción o una combinación de todos estos componentes (Figura 7-8).

Las edades modelo de Nd, calculadas con respecto al manto empobrecido ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.513114, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: 0.222; Michard *et al.*, 1985), para los intrusivos eocénicos del CICM son altamente variables y van de 289 hasta 979 Ma, mientras que las edades modelo de la Sierra de Picachos son Pérmicas (Tabla 7-2). Se puede destacar que las rocas de la serie alcalina del CICM presentan las edades más jóvenes (~320-480 Ma; Tabla 7-1; muestras R5, R2, S09, S017 y LR1); mientras que las muestras calci-alcalinas tienen las edades más antiguas (~450-980 Ma; Tabla 7-1 y Figura 7-9). Más adelante, después de discutir la potencial contaminación cortical de las rocas del CICM se abordará nuevamente el posible significado de las edades modelo obtenidas.

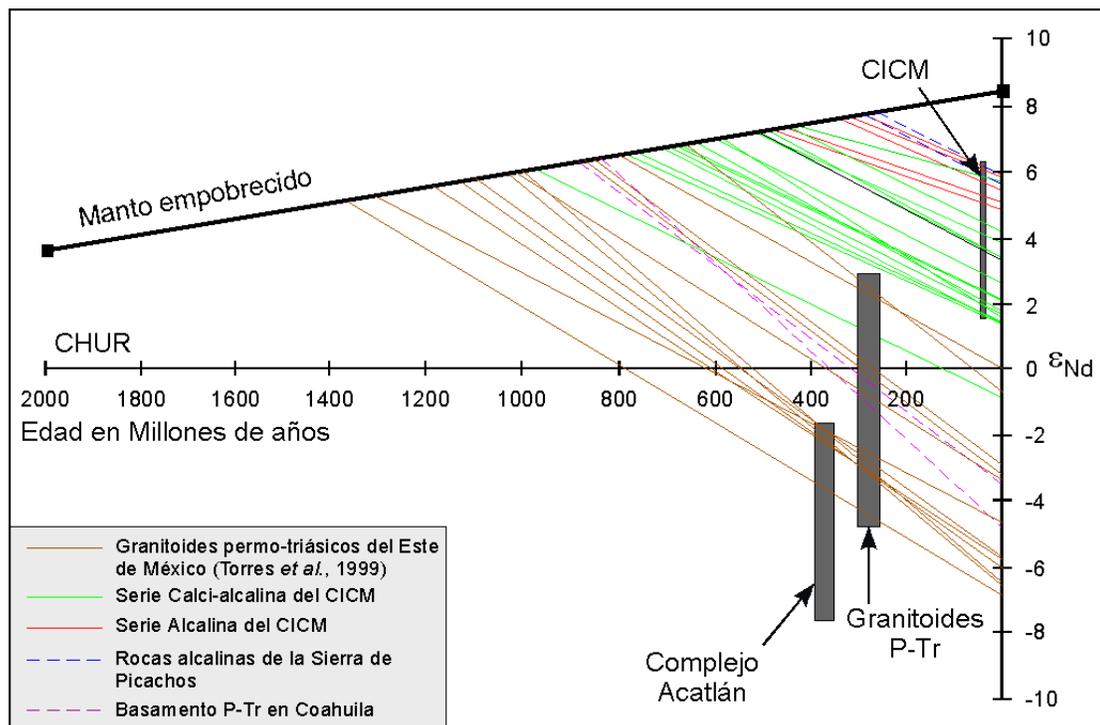


Figura 7-9 Edades modelo de Nd calculadas para las rocas del CICM, Sierra de Picachos y para rocas del basamento de Coahuila. Se comparan con granitoides permo-triásicos del este de México y con datos del Complejo Acatlán (Torres *et al.*, 1999).

Debido a la amplia variación de las edades modelo de Nd generadas por las rocas del CICM, la primer prueba que se realizó a los datos para visualizar una contaminación potencial de los magmas del CICM por corteza continental más vieja, más diferenciada o inclusive por metasedimentos, fue la de graficar las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus SiO_2 (Figura 7-10), debido a que ambos componentes se encuentran enriquecidos en cortezas continentales viejas y diferenciadas. La ocurrencia de una correlación en este diagrama o en diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus Sr, es utilizada en la literatura como una de las evidencias más contundentes de contaminación cortical en secuencias de rocas ígneas co-magmáticas (De Paolo, 1981 y Hildreth and Moorbath, 1988).

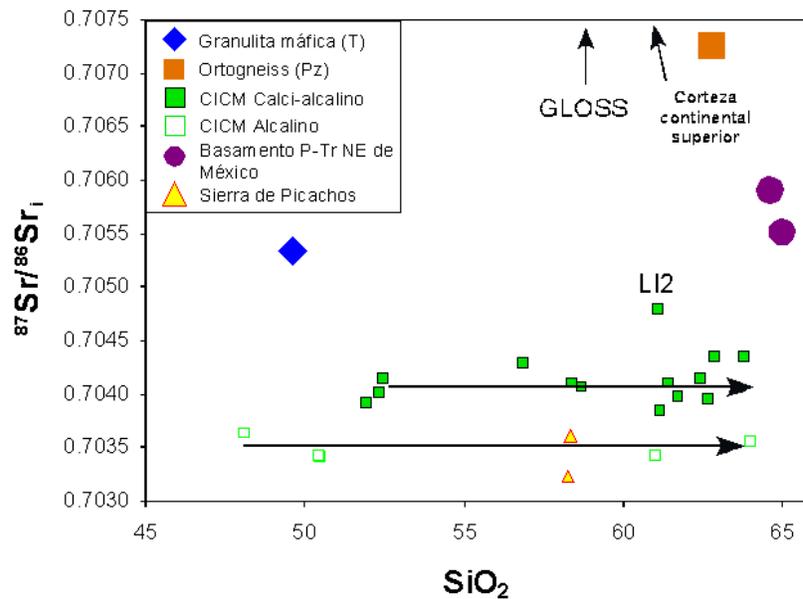
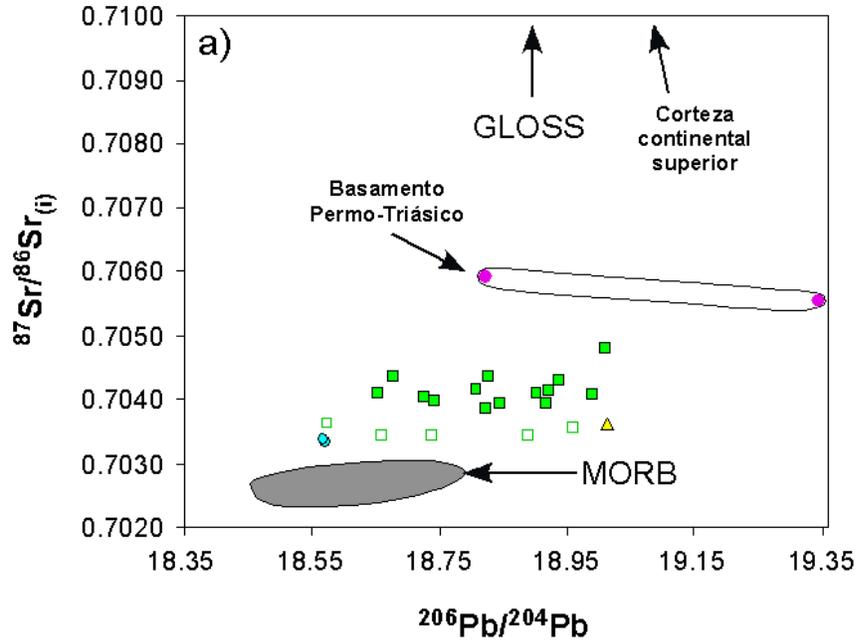


Figura 7-10 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus SiO_2 . En esta figura se destaca la aparentemente nula correlación entre los datos del CICM y Sierra de Picachos con la corteza continental, basamento permo-triásico, GLOSS y granulitas máficas del Terciario. Esto puede interpretarse como que la contaminación de los magmas del CICM con estos componentes es muy reducida o ausente. Por otro lado, podría pensarse que el proceso de cristalización fraccionada debió ser uno de los mecanismos principales de diferenciación en ambas series magmáticas.

En la Figura 7-10 se aprecia que los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ en las muestras de la serie calci-alcálica del CICM (cuadros verdes) muestran valores restringidos (<0.704355 , excepto

LI2 con valor de 0.704798) y aún más restringidos los de las muestras de la serie alcalina (0.70347 a 0.70406) para variaciones amplias de SiO₂ (~48 a 64%). Ambas series forman un arreglo lineal cercanamente horizontal que descarta cualquier correlación de las muestras del CICM hacia los valores obtenidos en este trabajo para las rocas del basamento o hacia los valores promedio de las granulitas máficas y ortogneiss reportados por Cameron *et al.* (1992), y aún menos con respecto a los paragneisses, calizas y lutitas de la corteza superior. Con base en esta gráfica, se puede destacar que no existe una contaminación cortical importante de los magmas del CICM por parte de las rocas que componen al basamento en la región. Adicionalmente, se puede destacar que los datos para cada una de las series del CICM documentan que estas series debieron ser generadas en reservorios del manto ligeramente distintos, ya que tienen relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i claramente diferentes, siendo las rocas de la serie calci-alcalina generadas en un reservorio ligeramente más enriquecido en Sr que las alcalinas.

Otra gráfica con la que se trató de visualizar la contaminación cortical potencial en los intrusivos del CICM es la de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb *versus* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i (Figura 7-11a), ya que ambos componentes están enriquecidos en la corteza continental. El comportamiento de las muestras del CICM a escala regional, al igual que en el diagrama ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr *versus* SiO₂ (Figura 7-10), no presenta una correlación positiva clara, aunque si un incremento claro del ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb para valores semejantes de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i. En la gráfica, se utilizó el Pb medido en roca total debido a que no se determinó el Pb en feldespatos. Se comparó contra ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i debido a que una de las rocas alcalinas presenta alto Rb y genera un cambio importante en la relación de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr medido, a tal grado que entra al campo de las rocas calci-alcalinas. Por lo anterior, para visualizar de forma consistente que hay una separación clara en las relaciones iniciales de Sr y Nd entre las series alcalina y calci-alcalina, se optó por comparar las relaciones iniciales de Nd y Sr contra el Pb medido en la roca. Es importante destacar que, en general, debido a la constante de decaimiento y/o vida media de Sr y Nd (Figura 7-11a y 7-11b) no hay cambios importantes en las gráficas si se utiliza el medido o el inicial a 45 Ma salvo en la muestra enriquecida en Rb, esto mismo se asume que debe ocurrir para el caso del decaimiento de U a Pb en este tiempo.



LEYENDA

- Campo de MORB definido con datos del East Pacific Rise frente a México (*PETDB data base: www.petdbdatabase.com*)
- Campo de sedimentos oceánicos del Pacífico frente a Baja California (Hemming y McLennan, 2001)
- Campo de corteza continental superior definido por xenolitos de paragneiss y sedimentos paleozoicos de la localidad de La Olivina (Cameron *et al.*, 1992)
- Campo de corteza continental inferior definido por clastos de granitoides de Las Uvas, Coahuila (López *et al.*, 2001)

Figura 7-11 Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de las rocas del CICM y los posibles componentes involucrados en sus variaciones composicionales. a) variación isotópica Sr-Pb, b) variación isotópica Nd-Pb y c) variación isotópica Pb-Pb. En a) y b) se muestra la ausencia de correlación entre Sr-Pb y Nd-Pb, respectivamente; mientras que en c) la amplia correlación Pb-Pb en la que se observa que las muestras de las dos series magmáticas del CICM quedan constreñidas entre el campo del MORB, los sedimentos oceánicos (incluyendo al GLOSS) y la corteza continental superior.

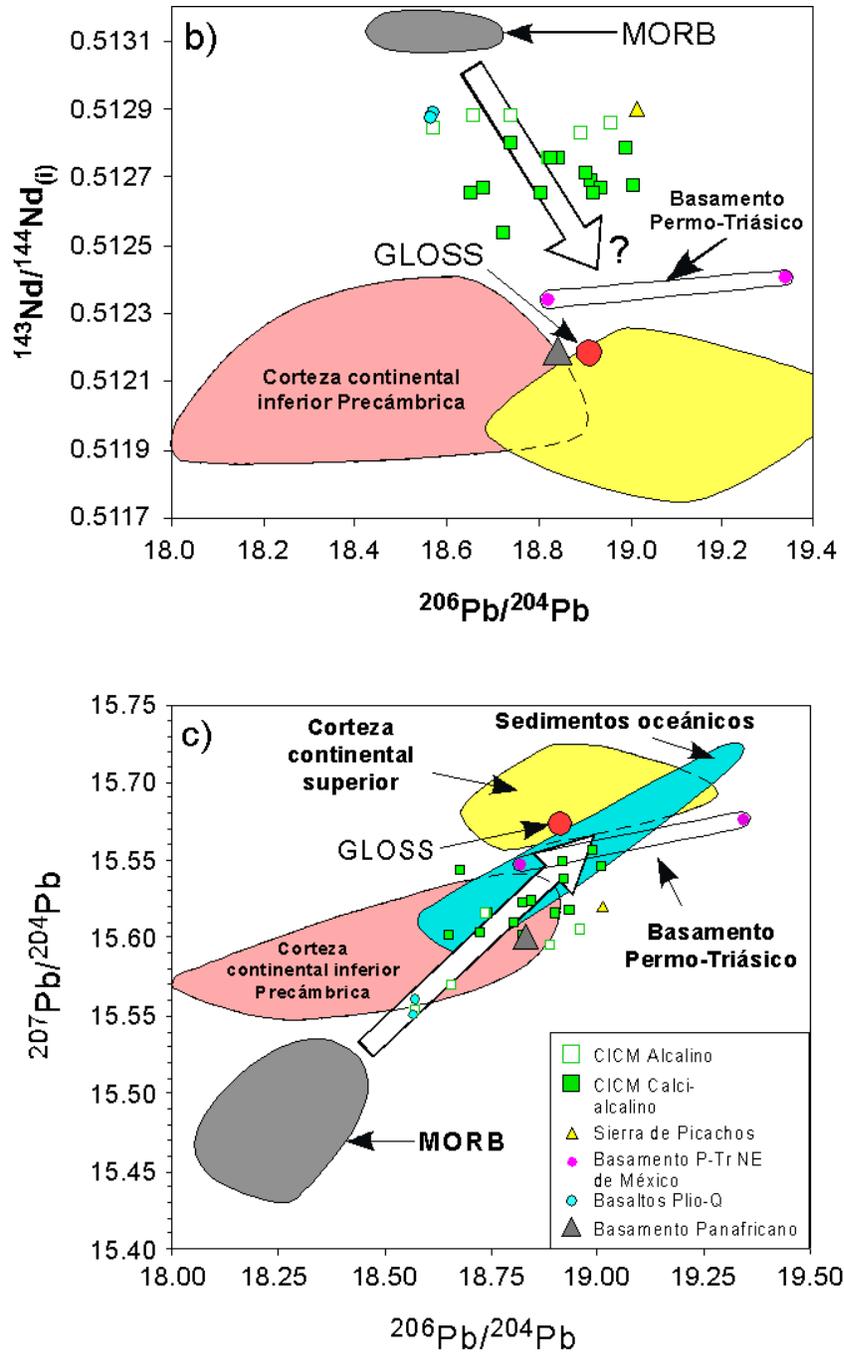


Figura 7-11 Continuación. b) variación isotópica Nd-Pb y c) variación isotópica Pb-Pb.

El incremento de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para valores semejantes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (Figura 7-11a) indica que una fuente enriquecida en Pb, diferente a la corteza continental, jugó un papel importante en la generación de las rocas del CICM; esta fuente de Pb diferente a la corteza continental pudo ser: a) los sedimentos oceánicos subducidos involucrados potencialmente en

la génesis de los magmas (fluidos liberados de estos o sedimentos fundidos). Lo anterior, debido a que los valores de Pb del GLOSS y los valores de Pb de sedimentos oceánicos de la costa de Baja California (Figura 7-11c), presentan valores de Pb que enmarcan a los valores de Pb de las rocas del CICM o b) que los valores de Pb en las rocas del CICM sean producto de la fusión parcial de zonas heterogéneas del manto con composiciones de Pb variables, ya que es claro que las muestras del CICM presentan valores de Pb entre los valores arrojados por los basaltos plio-cuaternarios (círculos celestes) y las rocas de la Sierra de Picachos (triángulos amarillos), ambas de origen de intraplaca, que representarían a un potencial manto heterogéneo en el noreste de México.

Es importante destacar que el enriquecimiento de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en la serie alcalina del CICM también es muy claro, por lo que las opciones de incorporar Pb a estas rocas debe ser parecida o igual a la que controla el incremento de Pb en las rocas calci-alcalinas. Sin duda, es en las gráficas de la Figura 7-11, claramente se observa que existe una fuente enriquecida en Pb que participó en la generación de los magmas que componen a las dos series magmáticas presentes en el CICM, la cual no corresponde a corteza continental semejante al basamento permo-triásico, tampoco a los xenolitos de la Olivina, por la ausencia de correlación de los datos isotópicos hacia los valores de las muestras del basamento cuando se grafica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ o $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 7-11a y 7-11b).

El análisis de las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del CICM es congruente con lo inferido de la Figura 7-10. Es decir, los magmas de las series alcalina y calci-alcalina del CICM y Sierra de Picachos no asimilaron de manera importante corteza continental. Sin embargo, ambas series debieron ser generadas a partir de diferentes reservorios en el manto, debido a que presentan variaciones claras en las relaciones isotópicas de Sr y Nd, aunque no tanto en Pb. Estas variaciones en las relaciones isotópicas pueden ser la respuesta a la participación de un manto heterogéneo o la contribución variable de sedimentos subducidos en la generación de los magmas que formaron a las rocas del CICM y la Sierra de Picachos. A continuación, se analiza con mayor detalle la posible participación de sedimentos oceánicos en la generación de los magmas que dieron origen a las rocas del CICM.

7.3.3.2 Contribución de sedimentos oceánicos

En párrafos anteriores se mencionó que las tierras raras ligeras y el Th están enriquecidos en los sedimentos oceánicos y no son solubles en fluidos acuosos derivados de los magmas. Por otro lado, Ba, Sr, Pb y en menor medida Rb y U, son elementos incompatibles solubles en fluidos acuosos que pueden ser incorporados a la cuña del manto a través de estos. Por lo anterior, estos elementos pueden ser utilizados para evaluar los aportes de estas fuentes en la generación de magmas de arco. Lo anterior, parece estar presente en las rocas de los intrusivos del CICM ya que como se muestra en la Figura 7-5a, los elementos de las tierras raras ligeras están enriquecidos con respecto a las tierras raras pesadas y, en la Figura 7-5c, el mismo Th presenta valores altos en las rocas de la serie alcalina del CICM. Por otro lado, los LILE están más enriquecidos que los HFSE como es común en las rocas de arco.

Las Figuras 7-10 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ versus SiO_2) y 7-11, muestran en primera instancia que la corteza continental parece no haber contaminado de manera sustancial a los intrusivos del CICM. Si efectivamente la corteza continental no participó de forma importante para aportar altas concentraciones de éstos elementos, entonces una fuente alternativa podría ser que estos elementos hayan sido aportados por fluidos liberados de los sedimentos oceánicos subducidos o por la fusión de este tipo de sedimentos.

La Figura 7-11b muestra las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En ella se observa claramente que aunque el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas del CICM está constreñido entre los valores del manto potencial del noreste de México, dado por los basaltos plio-cuaternarios y las rocas alcalinas de la Sierra de Picachos, los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ están más empobrecidos y se acercan hacia valores del GLOSS y a los de la corteza continental (caso serie claci-alcalina). Este mismo comportamiento se observa en la Figura 7-11a, donde los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ están más enriquecidos que los valores de los basaltos plio-cuaternarios y las rocas alcalinas de la Sierra de Picachos, por lo que ni el Sr ni el Nd de las rocas de la serie calci-alcalina del CICM, pudieron ser generados por heterogeneidades en el manto. El caso de la serie alcalina al parecer si puede ser explicado hasta cierto punto. Sin embargo, haciendo referencia a los elementos traza y a las relaciones

isotópicas, en general el origen de las rocas parece estar más relacionado a un mezcla entre el MORB, el manto del noreste de México y los sedimentos oceánicos subducidos (GLOSS; Figura 7-11a y 7-11b).

La Figura 7-11c, en la que se grafican las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, parece fortalecer aún más la hipótesis de las Figuras 7-11a y 7-11b, las cuales apoyan la hipótesis de que efectivamente los sedimentos oceánicos pudieron participar en la generación de los magmas que generaron, por lo menos la serie calci-alkalina de rocas del CICM. Lo anterior, debido a que las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ de las rocas de la Sierra de Picachos y de los basaltos plio-cuaternarios, que se asume representan al manto del noreste de México, constriñen a todas las relaciones isotópicas de la serie alcalina, pero no a las relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la serie calci-alkalina. En general, los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las muestras del CICM quedan limitados entre el MORB, el manto potencial del noreste de México y los sedimentos oceánicos subducidos (GLOSS y campo celeste de sedimentos oceánicos, que corresponden a los sedimentos del Pacífico frente a Baja California y Jalisco, publicados por Hemming y McLennan, 2001).

Hasta el momento, las Figuras 7-10 y 7-11 apoyan la hipótesis de que los magmas que dieron origen a las rocas del CICM, no debieron asimilar volúmenes importantes de rocas del basamento bajo el CICM, y que el incremento de Pb en las rocas del CICM puede estar relacionado con una fuente enriquecida de Pb diferente a la corteza continental del noreste de México, la cual no corresponde en su totalidad con un manto heterogéneo y al parecer si con la participación de los sedimentos oceánicos.

7.3.3.3 ¿Fusión de corteza oceánica?

Las dos condiciones tectónicas más aceptadas en la literatura por las cuales puede ocurrir la fusión de la corteza oceánica en zonas de arco son: a) cuando ocurre la subducción de corteza oceánica joven (<25 Ma; Defant and Drummond, 1990) y, b) cuando ocurre subducción sub-horizontal que produce un recalentamiento extremo por fricción en la placa, disparando la anatéxis en ésta (Peacock, 1996). Se sabe también que cuando sucede la fusión de la corteza oceánica las características geoquímicas de los magmas son muy particulares, teniendo estos una afinidad adakítica (Defant and Drummond, 1990). Además, las adakitas también puede generarse por fusión de corteza continental inferior máfica (Atherton and Petford, 1993); en ambos casos las adakitas son generadas por la fusión parcial de rocas basálticas en condiciones de presión-temperatura típicas de facies anfibolíticas-eclogíticas, por lo que presentan características petrológicas y geoquímicas semejantes (Xiong *et al.*, 2001).

Las adakitas tienen características geoquímicas muy particulares; de acuerdo a la definición de Defant y Drummond (1990), las rocas adakíticas se caracterizan por presentar concentraciones de elementos mayores en porcentaje en peso de $\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Na}_2\text{O} > 3.5\%$ y $\text{MgO} < 3\%$. Las litologías predominantes en este tipo de magmas son andesitas, dacitas, riolitas y sus contrapartes intrusivas. En cuanto a la concentración de elementos traza, valores bajos de Y (<18 ppm), de tierras raras pesadas (Yb <1.9 ppm), altos valores de Sr (>400 ppm) así como anomalías negativas en los elementos de alta fuerza de campo con respecto a los elementos litófilos de ión grande están presentes. Por otro lado, destacan también los valores altos en la relación Sr/Y (>40), anomalías positivas de Eu y la pronunciada pendiente de las tierras raras (La/Yb >15). En cuanto a las características isotópicas, si las adakitas derivan de la fusión parcial de una placa oceánica, deben presentar las características isotópicas de esta. Sin embargo, las variaciones en su composición isotópica pueden ser producto de la incorporación de sedimentos subducidos (Defant *et al.*, 1991), o mediante contaminación cortical durante su ascenso a la superficie. Por otro lado, presentarán características isotópicas de Nd y Sr diferentes si son generadas por fusión de corteza oceánica: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.5129$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.705$ (Martín, 1999) o por la fusión de

corteza continental inferior máfica: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ <0.5126 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ >0.705 (Atherton and Petford, 1993).

La mayor ocurrencia de adakitas sucede en el área circum-pacífica existiendo en Nueva Guinea, Filipinas, Japón, Kamchatka, las Aleutianas, Cascadas, México, Panamá-Costa Rica, Ecuador y en el sur de Chile (Martín, 1999). En México, la ocurrencia de adakitas fue inicialmente documentada en Baja California por Cameron y Cameron (1985), Rogers *et al.* (1985) y Saunders *et al.* (1987); más recientemente también por Aguillón-Robles *et al.* (2001) y Calmus *et al.* (2003). Una nueva localidad en la que también se han documentado es en la Faja Volcánica Transmexicana (Gómez-Tuena, 2002) para el Mioceno Tardío. Sin embargo, el origen para ambas localidades contrasta ampliamente ya que para el primer caso, el magmatismo adakítico ocurre muy cerca de la trinchera y se sugiere que es producto de la subducción de una corteza oceánica joven y caliente o inclusive por la misma subducción de la dorsal oceánica, mientras que el magmatismo adakítico identificado en la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, alejado de la trinchera, se interpreta que se generó durante subducción de bajo ángulo de la placa de Cocos durante la etapa temprana de desarrollo de esta provincia magmática.

Uno de los diagramas más utilizados para identificar firmas adakíticas en magmas de arco es el propuesto por Defant y Drummond (1990; Figura 7-12). En este tipo de diagrama debe ocurrir una correlación negativa al graficar Sr/Y versus Y , presentando comúnmente las rocas adakíticas concentraciones de $\text{Y} < 18$ ppm y valores de $\text{Sr}/\text{Y} > 40$.

En la Figura 7-12, se muestran los datos correspondientes a las rocas de la presente investigación y a los datos generados en investigaciones precedentes, las cuales en conjunto generan una correlación negativa, distinguiéndose los intrusivos: Marcelino, Mercado, Carrizal, algunas muestras de Providencia y una de Las Coloradas por caer en el campo de las adakitas. En primer instancia, este comportamiento sugiere que los magmas que dieron origen a algunos de los intrusivos del CICM, pudieran provenir quizás de un manto parcialmente metasomatisado con fundidos de corteza oceánica, ya que las características isotópicas no sugieren la participación de una corteza inferior antigua (Figura 7-11). Lo

anterior, porque es poco probable que esta influencia adakítica tenga su origen en la fusión de una corteza inferior máfica, ya que no se han documentado xenolitos máficos que presenten las características isotópicas de las rocas del CICM, además de que se sugiere que la corteza inferior máfica debió ser delaminada en el Paleozoico Tardío (Cameron *et al.*, 1992).

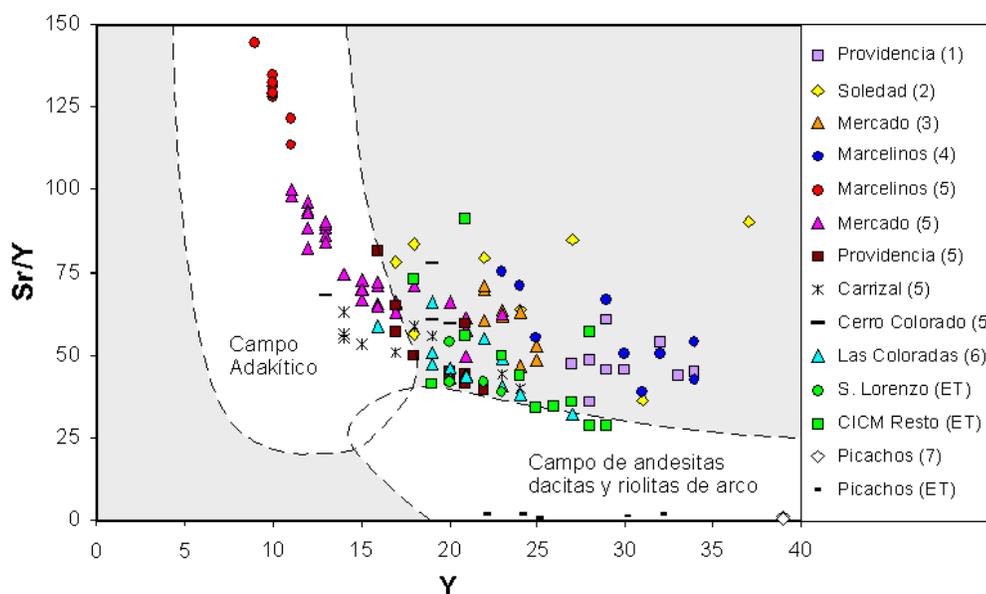


Figura 7-12 Gráfica que muestra la relación Sr/Y *versus* Y, utilizada para determinar que en el CICM existen rocas con características adakíticas. 1: Valdez-Reyes (2002); 2: Morton-Bermea (1995); 3: Terrazas-Calderón (2002); 4: Tovar-Cortés (2002); 5: Cano-González (2002); 6: Cavazos-Tovar (2004); 7: Morton-Bermea (1991) y, ET: Este trabajo.

La posibilidad de que parte de las rocas del CICM hayan sido generadas por la fusión parcial de la corteza continental inferior, se reduce también debido a que las rocas del CICM no presentan relaciones isotópicas típicas de adakitas generadas por fusión de corteza continental inferior ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.5126$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.705$; Atherton and Petford, 1993; ver Tabla 7-1) y ni siquiera valores semejantes a las relaciones isotópicas conocidas de la corteza Precámbrica de la región (López *et al.*, 2001; Figura 7-11a y b). Sin embargo, si presentan valores comunes observados para rocas adakíticas generadas por fusión de cortezas oceánicas ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.5129$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.705$; Martín, 1999; ver Tabla 7-1). Lo anterior, en primera instancia fortalecería la hipótesis de que la corteza oceánica, que

participó durante la subducción de bajo ángulo que provocó la migración del magmatismo de arco hacia la parte interna del continente, pudo también fundirse parcialmente, metasomatizar el manto y contribuir variablemente en la generación de los magmas del CICM durante el Eoceno Tardío.

7.3.3.4 Resumen y conclusiones de este capítulo

En este trabajo encontramos coherente el modelo de Cameron *et al.* (1992), en el que sugiere que la corteza antigua máfica fue delaminada en el Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano. Esto, como primera aproximación, explicaría los bajos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ en las rocas del CICM. Por otro lado, el que los magmas hayan utilizado zonas de fallas corticales para ascender a los niveles superiores de la corteza, también debió haber favorecido la contaminación baja con material cortical.

En resumen, sobre las características químicas de las rocas del CICM y la Sierra de Picachos, podemos decir que existen dos series magmáticas muy bien definidas para el CICM: calci-alcalina de medio a alto-K y alcalina o shoshonítica, siendo la primera la más representativa y con concentraciones de elementos traza como Zr, Sr, Th y Ba más altos; por otro lado, las rocas de la Sierra de Picachos son alcalinas *sensu stricto* (Figura 7-2) y con un patrón en el diagrama multielementos característico de actividad intraplaca (Figura 7-6). Las rocas del CICM son metaluminosas, Tipo-I, calci-alcaldas de medio a alto-K a alcalinas, generadas en un ambiente de arco volcánico alejado de la trinchera. Por otro lado, las sienitas de la Sierra de Picachos son peralcalinas, Tipo-I con afinidad geoquímica tipo intraplaca.

Con base en el análisis de estos mismos datos, se concluye que de acuerdo a las concentraciones de elementos mayores, parámetros calculados sobre concentraciones molares (A/CNK y A/NK) y en el análisis de los patrones de los elementos traza, se descarta que un protolito peraluminoso sea la fuente principal para la generación de los magmas en el CICM y la Sierra de Picachos. En cambio, se propone que un protolito metaluminoso, tipo manto metasomatizado por fluidos o fundidos liberados de una placa oceánica y de sedimentos oceánicos, son consistentes por los valores obtenidos en la relación A/CNK <1 para las rocas del CICM. Para el caso de las rocas de la Sierra de Picachos, su fuente debe

estar en el manto debido a los patrones de tierras raras (Tipo OIB: *Ocean Island Basalts*) y valores también de los parámetros A/CNK y A/NK, que indican que son rocas peralcalinas. La poca modificación de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, descarta que una contaminación importante haya ocurrido por parte de los intrusivos del arco permotriásico o de corteza Precámbrica compuesta por rocas metaígneas o de metasedimentos Paleozoicos sobre los intrusivos del CICM.

En referencia a las edades modelo de Nd, estas son altamente variables especialmente para las rocas de la serie calci-alcalina del CICM, poco se puede argumentar de que sean producto de la incorporación de Nd de la corteza continental, debido a que no se observa un impacto claro de la corteza sobre las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en la Figura 7-11. Por lo anterior, considero que las edades modelo de Nd obtenidas en este trabajo, son más bien el resultado de una mezcla de valores isotópicos heredados de la influencia de los fluidos o los fundidos del *slab* que alteraron el valor de la cuña del manto; esto porque se conoce que el Nd es reciclado también al manto producto de la subducción.

Con respecto a los componentes involucrados para la generación de las rocas del CICM durante la subducción de la placa Farallón para el Eoceno Tardío en la región, se concluye con base en las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, que los magmas debieron ser generados por la participación de tres componentes principales los cuales son: corteza oceánica, el manto y los sedimentos subducidos. La contaminación cortical sobre los magmas que dieron origen a las rocas del CICM parece ser mínima a tal grado que no se refleja claramente en correlaciones positivas en los diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus SiO_2 ni de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figuras 7.10 y 7.11)

Referente a la edad de las rocas del CICM, se definió que las rocas más jóvenes con firma geoquímica de subducción, dentro del CICM, presentan edades de ~35 Ma (Tabla 6-5 y Figura 7-13). El intrusivo de Tetillas, fuera del CICM, también presenta una edad semejante a la terminación del magmatismo de subducción en el CICM (LC-4: FK = Tabla 6-5 y Figura 7-13). Otras edades de rocas de composición similar han sido reportadas por el USGS en un *Open File Report 03-020-508eng* (Iriondo *et al.*, 2003); las muestras de este informe, de

localidades al sur o dentro del mismo CICM, presentan composiciones similares (sienita y granodiorita) y edades dentro de la variación máxima y mínima del CICM (muestras BDA-01 y DAG-1; Tabla 6-5 y Figura 7-13). Sin embargo, edades adicionales fueron reportadas más recientemente en otro *Open File Report 04-1444* (Iriondo *et al.*, 2004), que presenta datos de localidades al norte del CICM, cerca de la frontera con los Estados Unidos de América (EUA). Estas edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que incluyen a la localidad de La Cueva, presentan datos tan antiguos como 46.45 ± 0.07 Ma (Basalto) y tan jóvenes como 30.07 ± 0.02 Ma (Tabla 6-5 y Figura 7-13). La clasificación petrográfica de estas rocas es similar a las rocas reportadas para el CICM, con la excepción de la roca más joven del intrusivo La Cueva con composición alcalina (Daugherty, 1963), semejante a las rocas de la Sierra de Picachos. Es importante notar que de estas rocas no se conocen a la fecha análisis químicos por lo que poco puede ser inferido sobre el ambiente tectónico en el que fueron generadas.

Con base en lo anterior, las rocas de la Cueva pueden corresponder a las rocas alcalinas, cercanas al CICM, con la edad más antigua confirmada por métodos de fechamiento confiables. En la década de los setentas del siglo pasado, algunas edades para las rocas alcalinas de la Sierra de Picachos fueron publicadas por Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) quienes utilizaron el método de K-Ar para fechar biotita en pulaskita la cual generó una edad de 27.9 ± 1.1 Ma; en sienodiorita fecharon hornblenda con edad de 28.5 ± 1.4 Ma; en sienodiorita fecharon biotita 29.3 ± 1.2 Ma y, finalmente un último dato reportado es el de una biotita en una sienita nefelínica que produjo una edad de 29.6 ± 1.2 Ma. Es importante destacar que uno de los fechamientos en la microsienita que aflora al norte de la Sierra de Picachos, realizado en este trabajo, produjo una edad mucho más joven que las reportadas por Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973), arrojando una edad de 19.79 ± 1.0 Ma en un feldespato potásico, y una edad más por Th-Pb (circón rico en Th; Tabla 6-5 y Figura 7-13) en la sienita nefelínica que compone al cuerpo principal de la Sierra de Picachos produjo una edad de ~ 20 Ma (Iriondo, *com. pers.* 2004). Nótese que hay una diferencia de casi 10 Ma entre las edades reportadas por Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973) y las generadas en esta investigación.

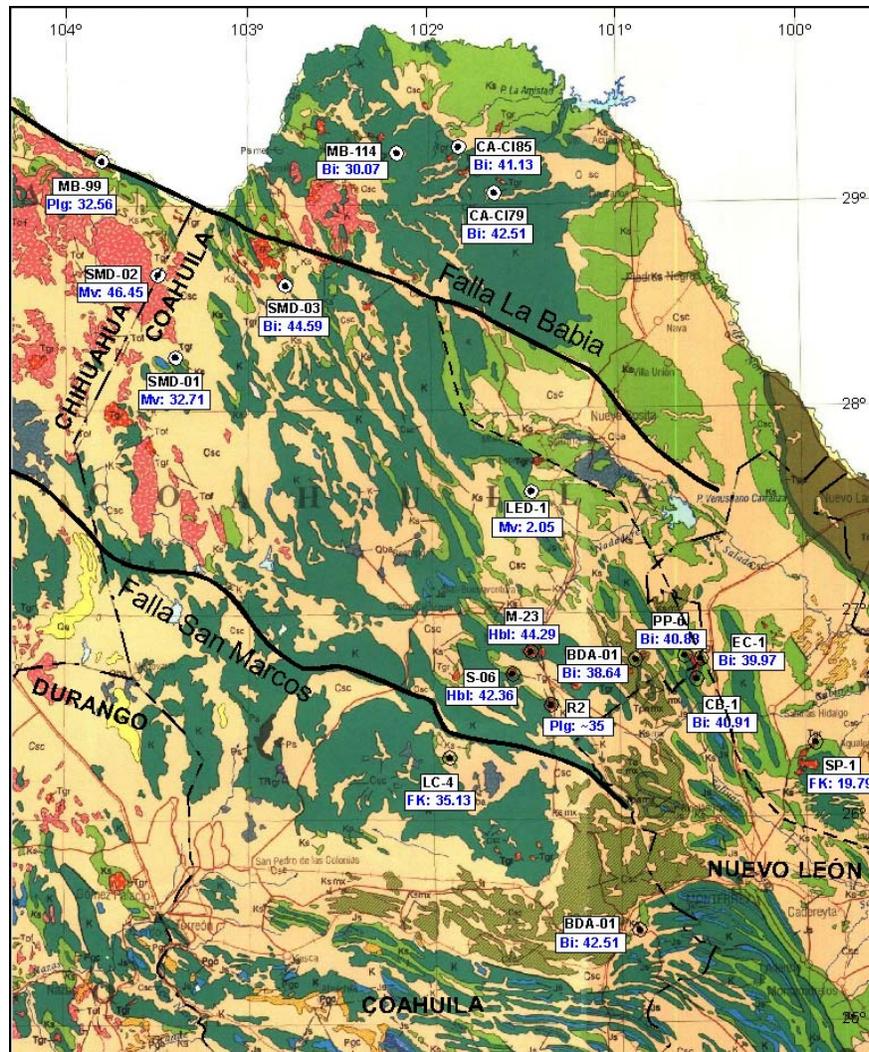


Figura 7-13. Distribución geográfica de las edades determinadas en la presente investigación (Tabla 6-5) para el CICM y la Sierra de Picachos, así como las obtenidas de la literatura (*Open File Report 03-020-508eng* y *Open File Report 04-1444*; Iriondo *et al.*, 2003 y 2004, respectivamente).

Con base en las edades y las firmas geoquímicas de las rocas de la presente tesis, se concluye que la edad de cambio de fuente magmática en Coahuila debió haber ocurrido después de los 35 Ma y, se infiere, por la composición y distribución geográfica (parte más oriental de las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental) de la muestra MB-99 (Tabla 6-5 y Figura 7-13), que esta debe corresponder a la roca más joven con firma de subducción (32.56 ± 0.08 Ma). Por lo anterior, se estima que la edad de cambio de fuente magmática, de subducción a tipo intraplaca, debió ocurrir en Coahuila entre los 32.5 y 30 Ma.

CAPÍTULO VIII

DISCUSIÓN

En este capítulo se resaltan los resultados presentados en los capítulos V, VI y VII. También se discuten con más detalle las características particulares de la orogenia Laramide en Coahuila que contribuyeron en la generación de los estilos de deformación presentes al sur del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), y los criterios empleados para establecer la edad de su culminación en el área de estudio. De igual manera, se analiza la edad de cambio de fuente magmática de tipo subducción a intraplaca en el noreste de México, y la relación de los principales eventos tectono-magmáticos en la parte central de Coahuila con la tectónica de placas en el Pacífico a partir del fin del Cretácico Temprano.

8.1 Sobre la Orogenia Laramide en el noreste de México

Las estructuras geológicas principales formadas en la cubierta sedimentaria marina del Mesozoico Superior en el norte y noreste de México, representadas por los cinturones plegados de Chihuahua, Coahuila, y Sierra Madre Oriental, han sido asociadas desde la década de los 50's del siglo pasado a la orogenia Laramide (De Cserna, 1956; Humphrey, 1956; Tardy, 1980; Charleston, 1981; Smith, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Suter, 1984; Campa, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Suter, 1987; Ye, 1997; Eguiluz *et al.*, 2000 y Eguiluz, 2001), previamente definida en el suroeste de los Estados Unidos de América (EUA). Específicamente para el CPC, se estableció que la deformación fue diferente a aquella experimentada por el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental (Wall, 1961; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz *et al.*, 2000 y Eguiluz, 2001), y Ye (1997) argumentó que la deformación del CPC fue independiente y más joven que la deformación en el sector Parral-Monterrey de la Sierra Madre Oriental. Por lo anterior, al parecer descarta que la deformación sea diacrónica de suroeste a noreste en el mismo noreste de México.

Con base en el análisis estratigráfico y estructural de las cuencas de antepaís de Parras y La Popa, Ye (1997) definió que la deformación con acortamiento norte-sur (ejes de pliegues y cabalgaduras E-W) en la Sierra de Parras, en el sur y sureste de Coahuila, es de

edad Paleoceno-Eoceno, mientras que el acortamiento en el CPC es más reciente, y afecta a rocas del Eoceno acumuladas dentro de la Cuenca de La Popa que es el extremo sureste del CPC. Esta sugerencia, de que la edad de la deformación es más joven en el CPC con respecto a Parras, ya había sido también realizada por Vega-Vera y Perrilliat (1989b); quienes situaron el tiempo de la deformación en el CPC como post-Ypresiano, por deformar rocas del Ypresiano (Eoceno Temprano) en la Cuenca de La Popa.

8.1.1 Origen de las estructuras laramídicas en Coahuila: ¿Transpresión izquierda?

En el CPC, y más aún que para el Cinturón Plegado de Chihuahua, se ha definido que el estilo de la deformación es diferente al de la Sierra Madre Oriental. Inicialmente, Wall *et al.* (1961) propusieron que una deformación regional tipo “transpresiva con componente izquierda” fue la responsable de la formación de las estructuras en el CPC, siendo las fallas La Babia y San Marcos (FSM) los límites estructurales de este cinturón transpresivo. La interpretación se apoya en la ocurrencia de estructuras anticlinales y sinclinales aisladas con orientaciones de ejes de pliegues NW-SE, los cuales presentan arreglos *en echelón* y formas serpenteantes oblicuas a las trazas de falla mayores, esto último especialmente cerca de la traza de la falla La Babia. Esta hipótesis fue apoyada también por Smith (1981), Charleston (1981) y Padilla y Sánchez (1982 y 1986), quienes también sugirieron una cizalla regional izquierda dentro del CPC durante el Terciario Temprano. Algo importante a destacar es que todos estos trabajos principalmente se apoyaron en el análisis geométrico de pliegues visualizados en su mayoría en imágenes de satélite.

No obstante, desplazamientos laterales grandes a lo largo de las fallas La Babia y FSM no han sido claramente cuantificados (Wall, *et al.*, 1961; Alfonso, 1978; McKee y Jones, 1979; Smith, 1981; Charleston 1981; Padilla y Sánchez, 1982; McKee *et al.*, 1984 y Padilla y Sánchez, 1986). Se propuso que la FSM originalmente fue de corrimiento lateral y posteriormente tuvo reactivaciones normales e inversas entre el Jurásico Tardío, Cretácico Temprano y Terciario Temprano, respectivamente, que controlaron fuertemente los patrones de sedimentación al norte de la falla al inicio de la sedimentación en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, así como los estilos de deformación durante el evento Laramide en el Terciario Temprano (McKee *et al.*, 1984 y 1990).

Sin embargo, en este trabajo se cuestiona que hayan existido desplazamientos laterales izquierdos para el Jurásico durante la instauración de la FSM como lo propone McKee *et al.* (1984 y 1990). Lo anterior, con base en la identificación de fallas normales con actividad para el Jurásico y Neocomiano para el área de Potrero Colorado (Capítulo V), y por el reconocimiento de rotaciones de polos paleomagnéticos en sentido horario (Arvizu-Gutiérrez, 2003), dentro de la supuesta zona de *restraining bend* del Valle de San Marcos, donde McKee *et al.* (1990) apoyaron su interpretación de desplazamientos laterales para el Jurásico. En lugar de que la FSM haya sido una falla lateral izquierda en el Jurásico, aquí se apoya la hipótesis de que esta debió haber actuado, durante el Jurásico y Neocomiano, más como una falla con componente normal principal y desplazamientos laterales subordinados. Las rotaciones horarias de polos paleomagnéticos dentro de los pliegues de la supuesta zona de “*restraining bend*” definida por McKee *et al.* (1990), se sugiere que podrían ser resultado de deformación compleja laramídica, lo cual más adelante se discute.

Por otro lado, con respecto a la posibilidad de que las FSM y La Babia hayan generado “transpresión izquierda” durante la deformación Laramide del Terciario en la zona, y que la deformación dentro del CPC defina una estructura en flor positiva a escala regional, se menciona lo siguiente. La Figura 8-1a ilustra las principales estructuras asociadas a una falla lateral izquierda; entre estas se distinguen ejes de pliegue los cuales se generan oblicuamente ($\sim 30^\circ$) a la traza principal de zonas de falla lateral (Figura 8-1b). Se hace énfasis en los pliegues porque estos son los que fueron utilizados para inferir “transpresión izquierda” durante la orogenia Laramide en Coahuila. Aunque el presente estudio no se extendió hasta la Falla La Babia, menciono lo siguiente desde un punto de vista general. En la parte central de la traza de la falla La Babia se aprecia un arreglo oblicuo de ejes de pliegues que en primer instancia sugieren una transpresión izquierda como ha sido mencionado en la literatura; sin embargo, estos pliegues presentan una orientación paralela a el alto de basamento de la isla de Picachos y del extremo sureste del bloque o cratón Coahuila-Texas, los cuales delimitan a la Cuenca de Sabinas en el noreste (Figuras 2-3, 4-1, 4-3, 5-1 y 7-7).

En un sentido estricto, la orientación de los pliegues sigue a la orientación de los rasgos de basamento a la profundidad y a la distribución misma de las evaporitas de las Formaciones Olvido-Minas Viejas del Jurásico Superior (Figura 4-3); es decir, desde su origen la Cuenca de Sabinas misma tiene un eje mayor que es oblicuo a las trazas de las fallas La Babia y FSM, por lo que no se puede descartar que la orientación general de los pliegues este controlada por la geometría de la Cuenca de Sabinas y una rampa en el basamento de la zona, esto último para el límite noreste de la cuenca. Lo anterior, se sugiere debido a que no se han documentado desplazamientos laterales claros sobre estructuras laramídicas a lo largo de la traza de la falla La Babia. Uno de los pliegues importante en el borde noreste de la Cuenca de Sabinas es el anticlinal de la Sierra de Santa Rosa (Figura 6-3), cuyo eje sinuoso y su flanco frontal probablemente delinear los cambios de rumbo de una rampa del basamento a la profundidad, la cual sería la frontera entre el basamento y la Cuenca de Sabinas, más que representar a una estructura generada por cizalla lateral o un pliegue clásico dentro de una estructura en flor. Nótese que esta estructura mayor no tiene arreglo *en echelón* ya que llega a ser paralela a la traza de la falla La Babia y oblicua a esta (Figura 4-1 y 5-1).

Contrario a lo que se observa al noreste y este de la Cuenca de Sabinas, en el suroeste las orientaciones de los pliegues son altamente contrastantes (Figura 8-1c). Si las estructuras laramídicas hubieran sido generadas estrictamente por transpresión sobre la cubierta del Mesozoico Superior, acomodada a lo largo de la FSM y La Babia, entonces ¿Cómo explicar la orientación paralela de ejes de pliegues (Figura 8-1c, anticlinal sierra La Madera y La Fragua) y/o la orientación perpendicular de otros (anticlinal de Ocampo, La Virgen, El Pajarito e inclusive la parte noroeste del anticlinal de la Sierra San Marcos y Pinos), con respecto a la FSM que delimita en el sur a la Cuenca de Sabinas?. Esta orientación contrastante de ejes de pliegues y fallas en el suroeste de la Cuenca de Sabinas, indica que el origen de las estructuras, al menos para la parte suroeste de la cuenca, no obedecen a una simple “transpresión lateral izquierda” como había sido sugerido (Wall, *et al.*, 1961; Alfonso, 1978; McKee y Jones, 1979; Smith, 1981; Charleston 1981; Padilla y Sánchez, 1982 y 1986) así como tampoco guardan un arreglo geométrico que permita sugerir la existencia de una estructura en flor a escala regional (Figura 8-1b y c).

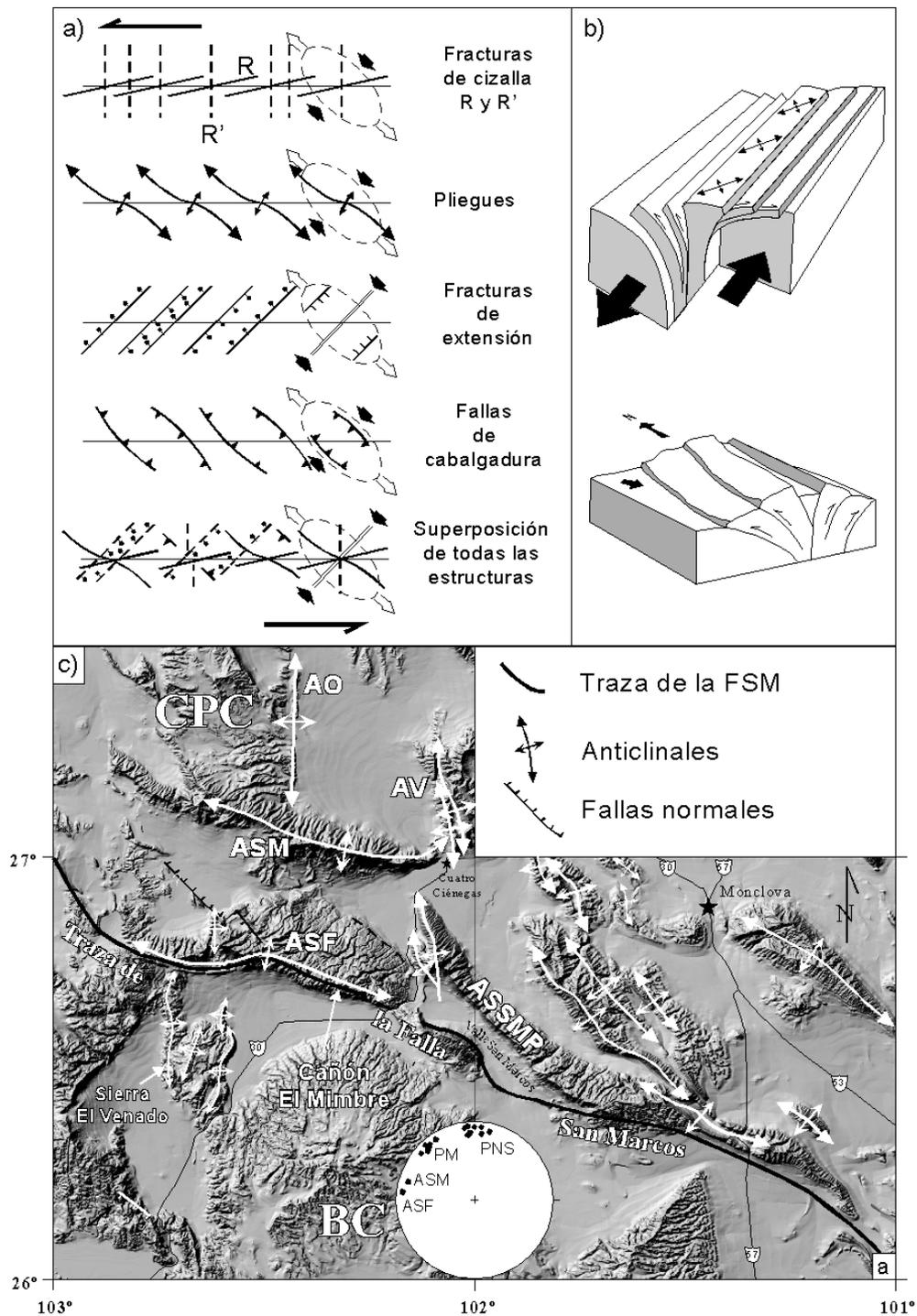


Figura 8-1 a) Estructuras asociadas a falla lateral izquierda, b) estructura en flor positiva relacionada a una zona de desplazamiento lateral izquierdo (a y b tomadas de Sylvester, 1988) y c) arreglo de ejes de pliegues con respecto a la traza de la Falla San Marcos entre el Cinturón Plegado de Coahuila: CPC y el Bloque de Coahuila BC. La red estereográfica en “c” muestra ejes de pliegue, PM: Pliegues de Monclova localizados en la parte derecha, PNS: Pliegues norte-sur en la parte izquierda y los ejes de pliegue que son paralelos a la traza de la FSM como los anticlinales de la Sierra La Madera (ASM) y sierra La Fragua (ASF).

Otro dato importante es la orientación de ejes de pliegues inclusive al sur de la traza de la FSM, ya sobre el bloque de Coahuila, estos mantienen orientaciones ~N-S (*i.e.* Sierra El Venado; Figura 8-1c) semejantes a los pliegues observados al norte de esta. En lugar de una transpresión izquierda durante la deformación Laramide como causa principal del arreglo de ejes de pliegues dentro del CPC, se propone aquí que estos son producto de dos fases de deformación las cuales a continuación se discuten.

8.1.1.1 Fases de la deformación Laramide en Coahuila:

Como se citó anteriormente, la evolución de la deformación Laramide en el CPC fue compleja. En este trabajo se propone que en esta región la deformación ocurrió en dos fases:

1) ***Primera Fase:*** Para la parte central de Coahuila, el inicio de la deformación Laramide debió haber estado controlado por despegues a lo largo de horizontes sedimentarios; esto se interpreta por la ocurrencia de pliegues por doblez de falla dentro de la Formación Aurora-Viesca que duplican tectónicamente el espesor de parte del paquete sedimentario que la compone (Figuras 5-10b, 5-11a, 8-3a y b), esto en el cañón El Mimbres, justo en el extremo sur de la Cuenca de Sabinas, sobre la traza de la FSM (Figuras 8-1 y 8-2). El transporte tectónico durante el inicio de la deformación fue en dirección norte franco a NNE, ya que pliegues por doblez de falla fueron reconocidos en las porciones frontales de los anticlinales La Fragua, San Marcos-Pinos (Sierra el Granizo) y posiblemente existen también en la sierra La Madera. Es decir, la generación del plegamiento en la parte inicial fue por cizalla y deslizamiento flexural (*buckling*) y, el clímax de esta primera fase pudo ser alcanzado como lo sugiere Ye (1997) durante el límite Paleoceno-Eoceno en el noreste de México.

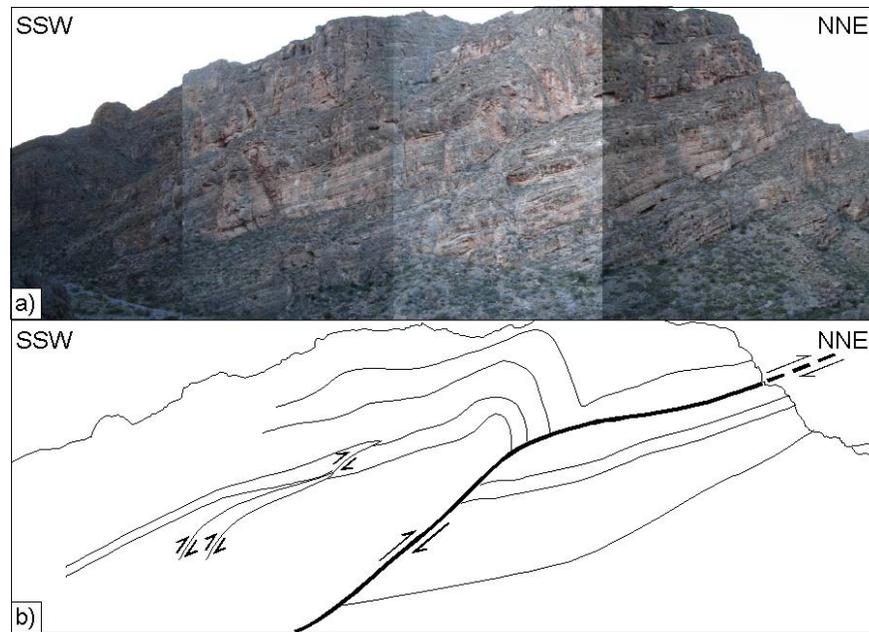


Figura 8-2 a) fotografía de pliegue por doblez de falla expuesto en el cañón El Mimbres al sur de la sierra La Fragua sobre la traza de la Falla San Marcos; b) interpretación de “a” que muestra la dirección general de transporte tectónico hacia el NNE definida por este pliegue (Coordenadas: Latitud norte 26° 39’ 30” , Longitud oeste 102° 15’ 00”).

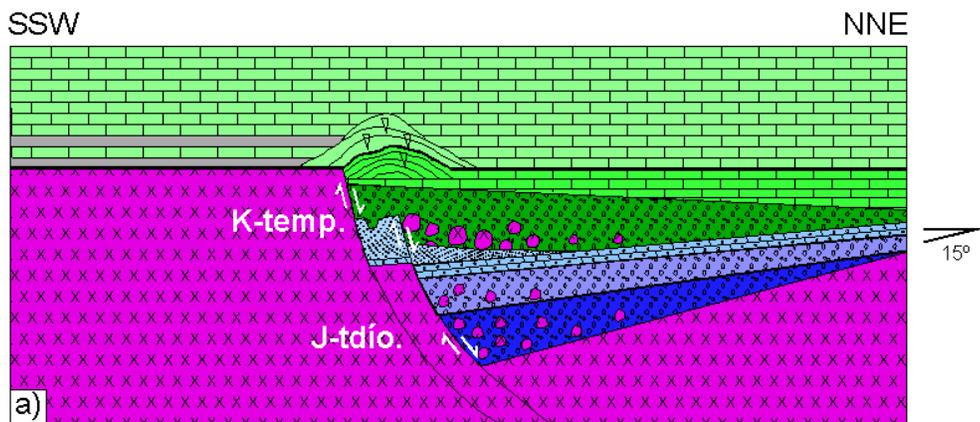
2) ***Segunda Fase:*** Esta involucró la reactivación de fallas de basamento, las cuales invirtieron su sentido de desplazamiento para generar transporte tectónico opuesto (SSW) al generado en la fase temprana de la deformación (NNE) en la parte suroeste del CPC. Es decir, la deformación en la parte suroeste de la Cuenca de Sabinas, cambió de tener un origen controlado por cizalla y deslizamiento flexural (*buckling*) a plegamiento controlado principalmente por torsión (*bending*) durante la reactivación de fallas de basamento, para generar pliegues tipo *drape* y zonas de falla quebradizas que cortan a las estructuras más antiguas (Figuras 5-11 y 8-1c y e).

Las evidencias que apoyan la interpretación de que las fallas de basamento fueron invertidas durante la fase tardía de la deformación Laramide son las siguientes: a) Posición estructural (nivel topográfico actual) más alta de la arenisca eólica en Potrero Colorado y rocas de la Formación San Marcos del Cretácico Inferior en Potrero Colorado y Valle San Marcos, con respecto a rocas marinas del Aptiano depositadas sobre el Bloque de Coahuila (Figuras 8-3c y 8-3e) que es considerado el área fuente de las rocas clásticas del Jurásico y

Cretácico Temprano, b) ocurrencia de pliegues tipo “*drape*” con flanco vertical sobre la traza de la FSM (Sierra La Fragua y San Marcos Pinos: Figuras 8-3c y 8-3e), c) basculamiento hacia el SSW de las rampas (*ramp*) y superficies de deslizamiento horizontal capa-capa (*flats*), y corte de estas estructuras por fallas verticales a diferentes escalas (Figura 8-3d y 8-2e), d) relaciones casi perpendiculares entre ejes de pliegues en zonas donde materiales evaporíticos no están presentes dentro de la estructura (*i.e.* suroeste de la Cuenca de Sabinas: anticlinales de San Marcos Pinos, La Madera, La Fragua, La Virgen y Ocampo; Figura 5-10a), d) por el corte abrupto de ejes de pliegues orientados ~E-W (más antiguos; *i.e.* culminación oriental del anticlinal de la Sierra La Madera y Sierra La Fragua), por pliegues orientados ~N-S (*i.e.* anticlinal La Virgen y parte oeste de la Sierra El Granizo; Figuras 5-3 y 5-10a), f) por la inversión abrupta de la dirección del transporte tectónico en los anticlinales de La Fragua, La Madera y Sierra San Marcos Pinos, g) por la ocurrencia de zonas de cizalla vertical (*i.e.* El Mimbres y El Jabalí; Figura 5-14) con espesores potentes (hasta 200 m) que cortan a las estructuras generadas por los despegues sedimentarios y corrimientos horizontales más jóvenes de la secuencia marina y, h) por la incorporación de depósitos de gravas compuestos por rocas del Cretácico en la deformación. Este punto se discutirá más adelante en este capítulo.

El plegamiento inicial (primer fase de deformación) de la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico Tardío, debió generar depósitos aluviales y conglomeráticos en diferentes áreas del noreste de México. Estos conglomerados están compuestos casi exclusivamente por clastos de caliza de las Formaciones Cupido y Aurora o sus equivalentes de cuenca, y han sido reportados debido a que con frecuencia presentan basculamiento importante. Desde los reportados por De Cserna (1956) y Rogers *et al.* (1961) en la región de Ahuichila, Coahuila, de posible edad Eoceno, hasta los de McKee *et al.* (1990) en Sierra Mojada, Coahuila, y finalmente los que reporta Aranda-Gómez *et al.* (2001) al noreste de Camargo, Chihuahua. En todos los casos se ha indicado que este basculamiento es producto de un evento de deformación más joven que el evento Laramide, pero no se ha precisado su edad y se especula mucho sobre su origen.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS GENERALES
 ANTES DE LA DEFORMACIÓN LARAMIDE
 CRETÁCICO TARDÍO



DEFORMACIÓN POR CIZALLA Y DESLIZAMIENTO FLEXURAL
 APLICABLE A SIERRA LA FRAGUA Y SIERRA EL GRANIZO
 PALEOCENO-EOCENO?

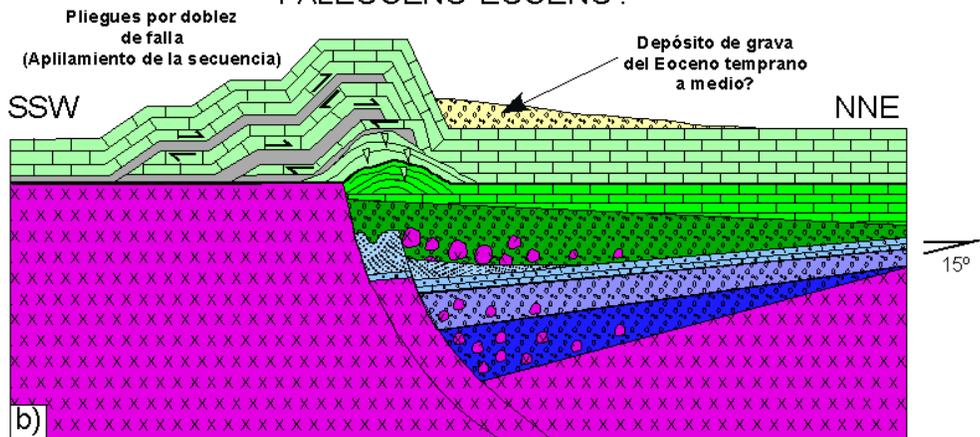


Figura 8-3. a) Relaciones estratigráficas generales observadas entre las localidades de Valle San Marcos y Potrero Colorado en la parte central de Coahuila cerca de la traza de la FSM; b) Pliegues por despegue característicos de la fase temprana de la deformación Laramide en el CPC.

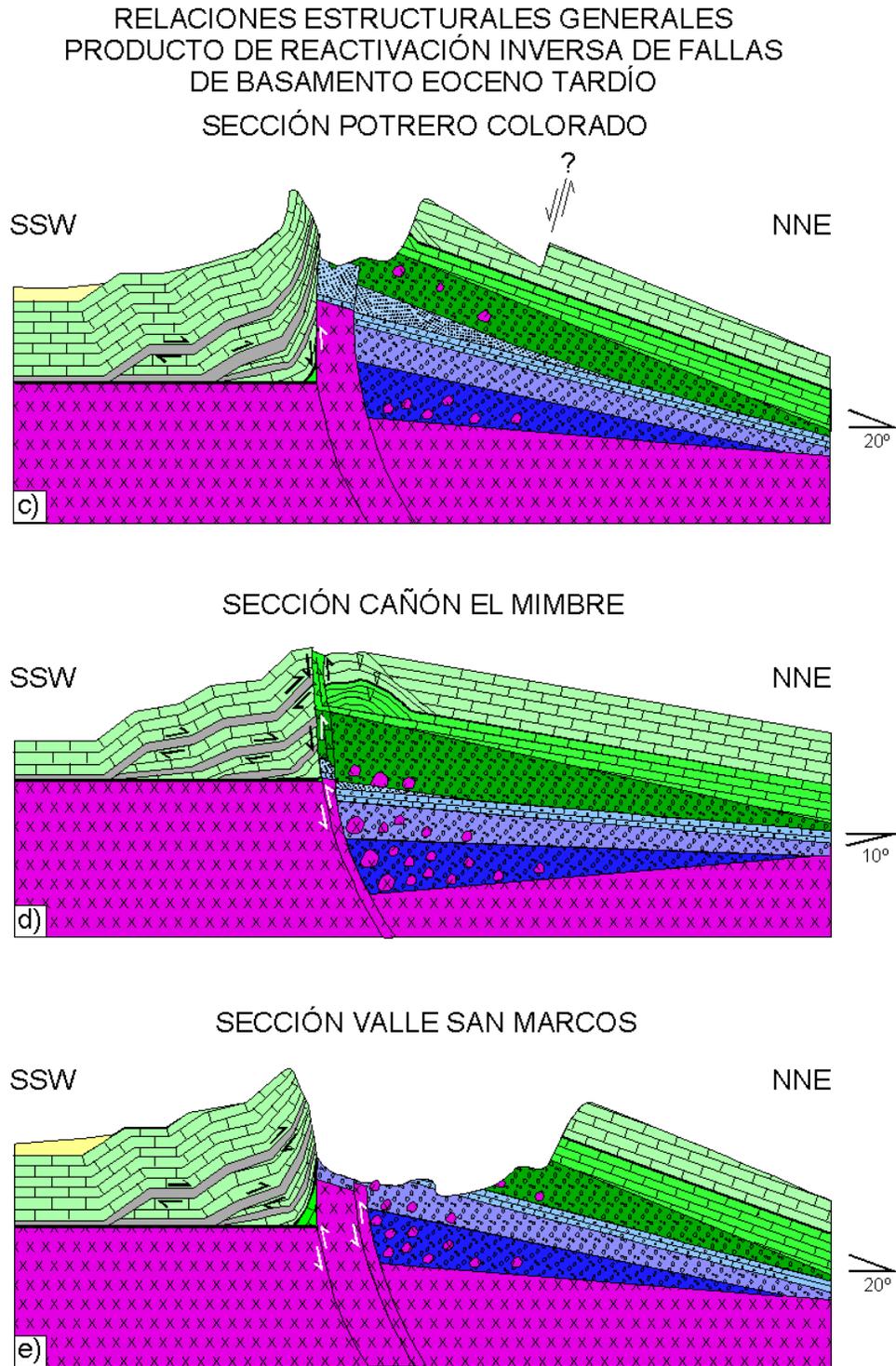


Figura 8-3 *Continuación*: c) Sección geológica idealizada de Potrero Colorado que muestra la relación de corte entre los pliegues por doblez de falla, generados en la fase inicial de la deformación Laramide, y las fallas emergentes, producto de la reactivación de discontinuidades del basamento en la fase tardía de la deformación Laramide; d) sección para el cañón El Mimbres al oriente de la sierra La Fragua y, e) sección para el Valle San Marcos en el área central de la sierra El Granizo.

De acuerdo a McKee *et al.* (1990), una reactivación con componente lateral izquierda de la FSM al parecer ocurrió después del evento Laramide, debido a que un conglomerado post-Laramide (compuesto por clastos derivados de rocas del Cretácico) cabalgó a rocas del Cretácico en la Villa de Sierra Mojada, Coahuila. De acuerdo a estos autores, el movimiento ocurrió a través de una falla que presenta estrías en dirección suroeste. El conglomerado contiene clastos de rocas volcánicas re trabajadas del conglomerado antiguo de la Formación San Marcos y abundantes fragmentos de caliza del Cretácico que coronan las sierras en los alrededores. A este conglomerado McKee *et al.* (1990) lo interpretan como parte de la Formación Ahuichila de posible edad Eoceno (De Cserna, 1956 y Rogers *et al.*, 1961).

Otra localidad cercana a la traza de la FSM que presenta gravas fuertemente basculadas se encuentra al noreste de Camargo, Chihuahua (Aranda-Gómez *et al.*, 2001). En esta localidad se observan gravas depositadas en ambientes fluviales compuestas en su mayoría por clastos de caliza (95%) y fragmentos ocasionales de granito y algunas rocas metamórficas cuarzo-feldespáticas (Figura 8-4).

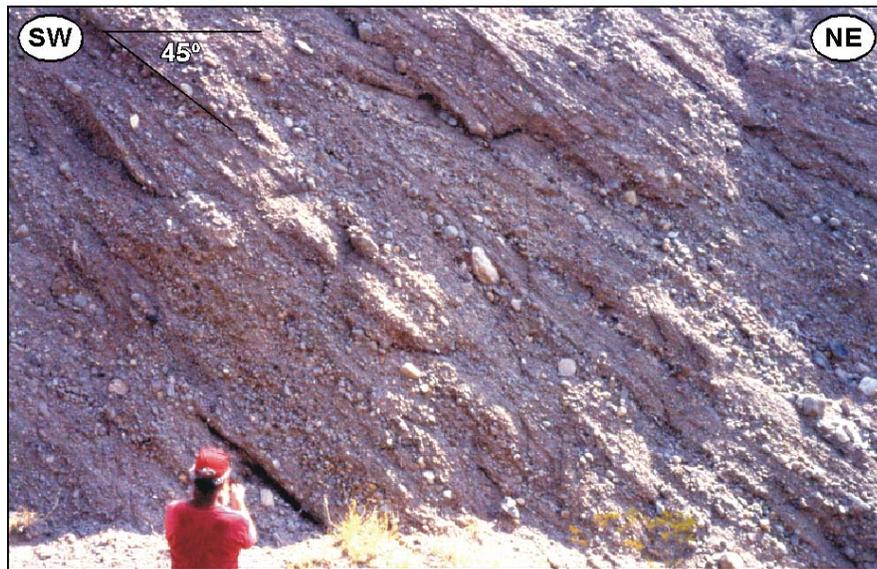


Figura 8-4. Depósito de gravas basculadas al noreste de Camargo con edad >46 Ma (Aranda-Gómez *et al.* 2001; fotografía tomada por Jorge Aranda Gómez). La edad fue obtenida por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en matriz de un dique estrato emplazado en las gravas.

Aunque Aranda-Gómez *et al.* (2001) no hacen una interpretación explícita del origen del basculamiento en el conglomerado, si definen que el contacto de estas gravas con las calizas puede ser por falla y que el espesor de estas gravas es >1 km. De acuerdo a ellos, las gravas están fuertemente basculadas pero no plegadas y el depósito presenta una disposición en “abanico” de la estratificación. Por el fechamiento de un dique emplazado dentro de las gravas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 45.82 ± 0.08 Ma en matriz), definen que el paquete de gravas tiene una edad >46 Ma, es decir son del Eoceno Temprano como edad mínima. Adicionalmente, el paquete de gravas está cubierto por rocas volcánicas de 40 Ma las cuales no están basculadas. En el presente trabajo, el basculamiento de estas gravas y el cabalgamiento de este tipo de depósitos sobre sus rocas fuente en la localidad de Sierra Mojada, se interpreta que ocurrió durante la reactivación tardía de las fallas de basamento durante la misma deformación Laramide (segunda fase) y no durante un evento más joven que esta.

Es importante señalar que las rocas volcánicas no deformadas o sin basculamiento en la región de Camargo, arrojan una edad de 40 Ma la cual es consistente con el fin de la deformación Laramide que aquí se propone para la Cuenca de Sabinas (41-39 Ma), que más adelante también se aborda. Adicionalmente, en este trabajo se propone con base en las fallas documentadas en las rocas jurásicas y cretácicas, que tanto para el Jurásico Tardío como para el Cretácico Temprano ocurrió extensión continental en dirección nor-noreste a sur-suroeste (Figura 8-3a), y que efectivamente en el Terciario Temprano ocurrió una reactivación con componente inversa de la FSM (Figura 8-3c, d y e), posterior a despegues sedimentarios que documentan los inicios de la deformación Laramide en la región (Figura 8-3b).

Además, se descarta la ocurrencia de un evento transpresivo (Wall, *et al.*, 1961; Smith, 1981; Charleston 1981; Padilla y Sánchez, 1982 y 1986) como responsable total de la generación de las estructuras principales dentro del CPC; en su lugar, se propone que los estilos de deformación y geometrías de pliegues observados cerca de las trazas de fallas de basamento mayores (FSM y La Babia) y de otras estructuras de basamento dentro del CPC, son producto de la sobreposición de dos fases de plegamiento, la primera asociada a despegues sedimentarios y la segunda a la reactivación de fallas de basamento, las cuales acomodaron principalmente levantamientos verticales y los corrimientos laterales en ellas

son mínimos; es decir, la reactivación de las fallas de basamento acomodó principalmente acortamiento oblicuo; la localidad de Sierra Mojada es uno de los mejores ejemplos sobre la traza de la FSM donde se documentó en el presente trabajo ese tipo de fallas (Figura 5-13), y donde se había sugerido inicialmente la ocurrencia de desplazamientos laterales (Wall *et al.*, 1961; Smith, 1981; Charleston, 1981 y Padilla y Sánchez, 1982 y 1986).

8.1.2 Fin de la deformación Laramide

La primera fase de la deformación Laramide debe haberse desarrollado antes de 46 Ma, y haber tenido su clímax en la región en el Paleoceno-Eoceno como lo propone Ye (1997), debido a que ~46 Ma corresponde a la edad de un dique-estrato emplazado en gravas basculadas tipo Formación Ahuichila en la localidad de Camargo, Chihuahua (Aranda-Gómez *et al.*, 2001); mientras que la segunda fase debió ocurrir en Coahuila entre ~46 y 41 Ma, ya que es el intervalo de edad del magmatismo sin-tectónico en Coahuila, además de que también es la edad enmarcada por el dique que se emplazó dentro de las gravas al parecer posteriormente basculadas cerca de Camargo, Chihuahua, y la acumulación de secuencias de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental no basculadas (~46-40 Ma).

Las edades absolutas citadas arriba son consistentes con lo que propuso Ye (1997) sobre que la deformación en la Cuenca de La Popa (área sureste del CPC), debe ser más joven que el límite Paleoceno-Eoceno; al igual que lo señalado por Vega-Vera y Perrilliat (1989b), quienes establecieron que la deformación en la Cuenca de La Popa debe ser post-Ypresiano (<49 Ma); es decir, más joven que Eoceno Temprano. Otro dato importante, es el reconocido en la Cuenca de Burgos, donde existen discordancias erosionales desarrolladas en el Eoceno Tardío, donde se señala que a los 39.5 Ma existe una discordancia principal que define un límite de secuencia en la cima de la Formación Crockett-Cook Mountain, que es considerada por Eguiluz (2001) como el indicador sedimentario-estratigráfico que marca el fin de la deformación Laramide en esta zona.

En general, los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) son post-tectónicos respecto al despegue sedimentario de la primer fase de la deformación Laramide en la Cuenca de Sabinas. Sin embargo, al menos uno es contemporáneo a la

segunda fase de la deformación Laramide (intrusivo Cerro Mercado: 44.29 ± 0.19 Ma). El resto de los intrusivos sugieren post-fechar a la fase tardía de la deformación Laramide, caracterizada por la reactivación de fallas de basamento en la Cuenca de Sabinas. Por lo anterior, en su conjunto los intrusivos del CICM son sin- a post-tectónicos con respecto al plegamiento tipo *drape* y/o a estructuras anticlinales con geometría sigmoidal generadas durante la reactivación de fallas del basamento. Además, se interpreta que la reactivación de estas fallas durante la deformación Laramide, fue lo que facilitó el ascenso de magmas a niveles tan someros de la corteza en la región de Coahuila, tanto para magmas con firma de subducción como para los de tipo intraplaca, ya que existe una asociación muy cercana entre la distribución de estos dos tipos de magmatismo con las trazas de las fallas mayores y secundarias del basamento en la región.

Tabla 8-1 Compilación de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y relaciones emplazamiento-deformación de los intrusivos del CICM y Sierra de Picachos

Intrusivo	Relación	Muestra	Tipo de roca	Mineral	Tipo de edad	Edad (Ma)	Error (Ma)
<i>Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova</i>							
Cerro Mercado	Sin-tectónico	M-11	Mz	Hornblenda	Promedio	45.29	± 0.19
Cerro Mercado	Sin-tectónico	M-11	Mz	Hornblenda	Isócrona	44.62	± 0.70
Cerro Mercado	Sin-tectónico	M-23	Mz	Hornblenda	Meseta	44.29	± 0.19
Cerro Mercado	Sin-tectónico	M-24	Mz	Hornblenda	Promedio	44.09	± 0.19
Cerro Mercado	Sin-tectónico	M-27	Mz	Biotita	Fusión total	41.23	± 0.02
La Soledad	Sin-tectónico (?)	S-06	Mz	Hornblenda	Meseta	42.36	± 0.14
Cerro Boludo	Post-tectónico	CB-1	Mz	Biotita	Promedio	40.91	± 0.06
Providencia	Post-tectónico	PP-6	Czmz	Biotita	Fusión total	40.88	± 0.06
El Carrizal	Post-tectónico	EC-1	Czmz	Biotita	Fusión total	39.97	± 0.04
Cerro Boludo	Post-tectónico	CB-1	Mz	Feldespat-K	Isócrona	39.05	± 0.19
El Pánuco	Post-tectónico	EP-1	Mz	Biotita	Fusión total	35.61	± 0.06
Tetillas	Post-tectónico	LC-4	Sienita	Feldespat-K	Isócrona	35.13	± 0.10
Marcelinos	Post-tectónico	R-2	Czdta	Plagioclasa		35	
Marcelinos	Post-tectónico	R-2	Czdta	Piroxenos		35	
Sierra Picachos	Post-tectónico	SP-5	Sienita	Hornblenda	Edad dudosa	29	
<i>Sierra de Picachos</i>							
Sierra Picachos	Post-tectónico	SP-5	Sienita	Circón (Th)	Th-Pb	20	
Sierra Picachos	Post-tectónico	SP-1	Mcsta	Ortoclasa	Isócrona	19.79	± 0.10

* Mz: Monzonita, Czmz: Cuarzomonzonita, Czdta: Cuarzodiorita, Mesta: Microsienita.

En este trabajo se propone que entre 41 y 39 Ma la deformación Laramide debió terminar en la región, ya que tanto las rocas volcánicas no basculadas en Chihuahua (≤ 40 Ma), como los intrusivos del Complejo Candela, enfriados después de 41 Ma (post-tectónicos: Providencia, Carrizal y Cerro Boludo) o emplazados después de esta edad (Marcelinos, Pánuco y Tetillas; Tabla 8-1), no presentan rasgos de haber sido emplazados bajo esfuerzos regionales impuestos, además de que en su mayoría cortan o desvían estructuras generadas durante la primera o segunda fase de la deformación Laramide aquí definidas para el CPC (Anexo I y II).

8.2 Edad de cambio de fuente magmática

Las edades de cambio de fuentes magmáticas en distintas regiones del mundo, para la mayoría de los casos, lleva implícito o es cercana a un cambio en el régimen tectónico, no siendo el noreste de México una excepción. Se ha documentado que la migración del magmatismo de arco, del borde hacia la parte interna del continente, en el suroeste de los EUA (Coney, 1976 y Coney y Reynolds, 1977) y norte de México (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986 y Henry *et al.*, 1991), fue controlada por la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón bajo la placa de América del Norte, que hizo que el frente volcánico alcanzara su distancia máxima (~800 km desde la trinchera para la parte mexicana) entre 40 y 32 Ma, para después regresar al borde continental en el Mioceno Tardío, y extinguirse poco antes de la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico. El regreso del arco magmático al borde continental para el Mioceno Tardío, ha sido atribuido al *roll back* de la placa oceánica (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982 y Urrutia-Fucugauchi, 1986) acelerado después de la colisión de la dorsal Pacífico-Farallón con el borde continental del suroeste de EUA (Atwater, 1989 y Severinghaus and Atwater, 1990). Por otro lado, el regreso del arco al borde continental fue seguido de extensión continental que estuvo acompañada de magmatismo intraplaca que caracteriza al evento Cuencas y Sierras.

La edad de cambio de este tipo de magmatismo, subducción a intraplaca, en la región de la Cuenca de Sabinas, se propone aquí que ocurrió entre 32.5 y 30 Ma, y quizás 31 Ma es una buena frontera para su límite. Otra edad propuesta para este cambio de fuente magmática

para la región de Transpecos, Texas, es entre 32 y 28 Ma (James and Henry, 1991 y Henry *et al.*, 1991). Una diferencia importante entre estas localidades es que el magmatismo de tipo intraplaca en la región de Transpecos, en la mayoría de los casos, fue canalizado a través de fallas extensionales terciarias generadas durante el evento Cuencas y Sierras, mientras que en la Cuenca de Sabinas principalmente fue canalizado a través de discontinuidades del basamento antiguas. La Figura 8-5a presenta un esquema que sintetiza lo que hasta hoy se conoce sobre la edad de la actividad tectónica y magmática en la región de Coahuila y zonas de interés cercanas como Transpecos, Texas (James and Henry, 1991 y Henry *et al.*, 1991), los Campos Volcánicos de Camargo (Aranda-Gómez *et al.*, 2003), Las Esperanzas y Ocampo (Valdez-Moreno, 2001).

En la Figura 8-5b, con base en el análisis estructural y fechamientos de los intrusivos del CICM realizado en la presente investigación, se muestra que la deformación Laramide en la región de la Cuenca de Sabinas debió terminar a los 41 Ma, mientras que el magmatismo con firma de subducción para el CICM se extendió hasta los 35 Ma y en la región quizás hasta los 31 Ma. A partir de los 31 Ma el magmatismo intraplaca debió reemplazar a aquel relacionado a subducción. Al igual que el magmatismo con firma de subducción, los magmas intraplaca se emplazaron a través de discontinuidades del basamento (*i.e.* Sierra de Picachos y Complejo Intrusivo La Cueva). Debido a la nula extensión tipo Cuencas y Sierras en la región, estas mismas trayectorias de ascenso del magma fueron seguidas por magmatismo basáltico del Plio-Cuaternario en la región de Sabinas, Ocampo y sobre la traza de la FSM.

En resumen, se puede mencionar que a escala regional la primera fase de la deformación Laramide se debió a un *décollement* temprano de la secuencia sedimentaria. Posiblemente este fue producto de levantamiento en el oeste de México asociado al emplazamiento masivo de magmas en la parte inferior y media de la corteza, en la región que es hoy la Sierra Madre Occidental y al acortamiento inicial en la corteza, producto de los efectos iniciales de la deformación Laramide en el oeste de México. Este levantamiento y acortamiento migró hacia el noreste de manera semejante al desplazamiento del frente volcánico hacia la parte interna del continente.

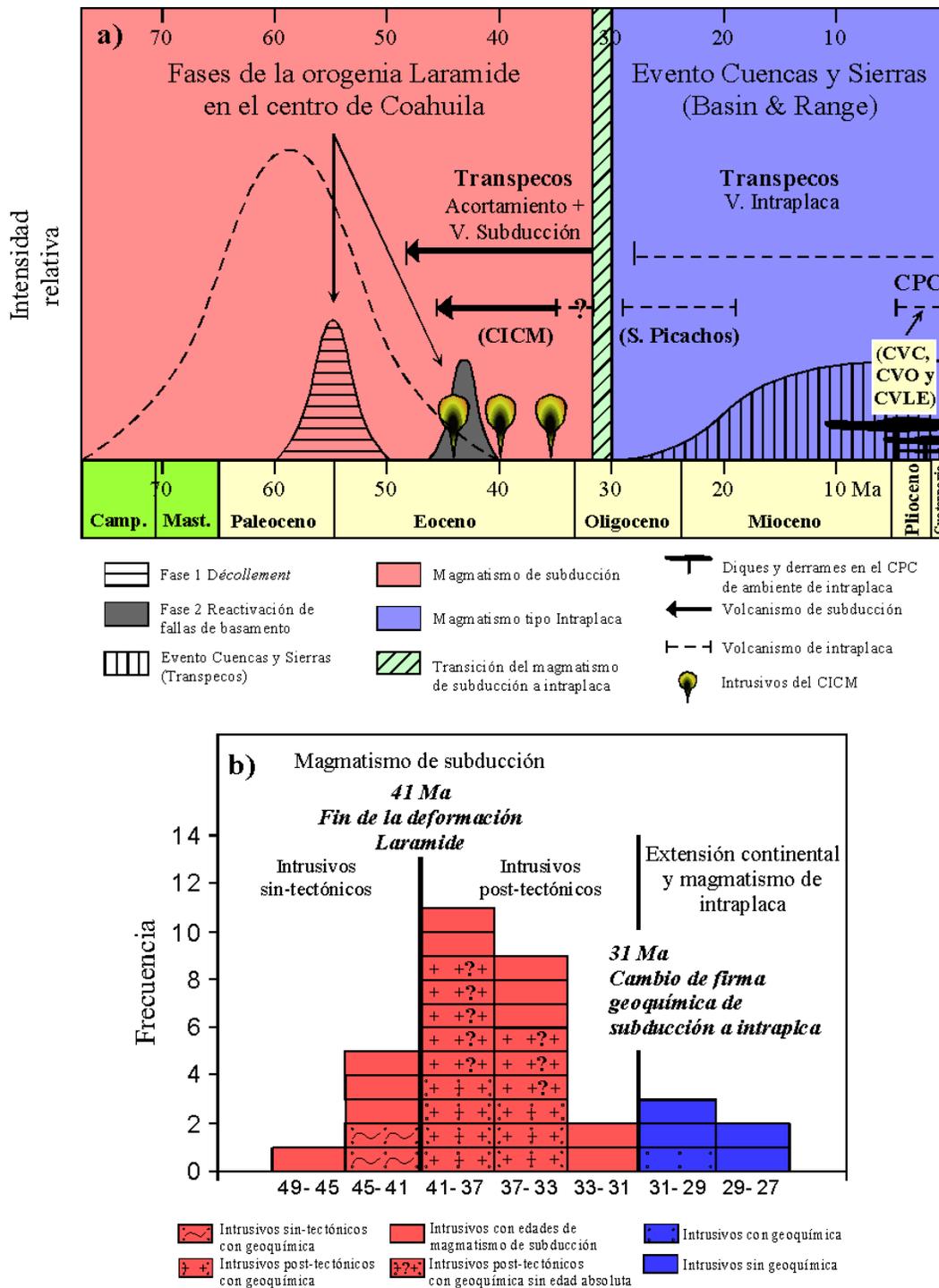


Figura 8-5 a) Diagrama que ilustra los eventos tectónicos y magmáticos más importantes en el noreste de México (CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, CVE: Campo Volcánico Las Esperanzas, CVO: Campo Volcánico de Ocampo y CVC: Campo Volcánico de Camargo. b) gráfica que muestra que la deformación Laramide en la Cuenca de Sabinas debió terminar a los 41 Ma, mientras que el cambio de fuente magmática de subducción a tipo intraplaca en la región ocurrió cercanamente a los 31 Ma. En “a” la curva con línea discontinua indica el tiempo general de duración de la orogenia Laramide.

La segunda fase, caracterizada por la reactivación de fallas de basamento, se interpreta aquí que debió ser disparada por efectos de esfuerzos impuestos durante la subducción de ángulo bajo de la placa Farallón bajo América del Norte en el Eoceno. La subducción de ángulo bajo debió controlar la reactivación e inversión del sentido de movimiento de fallas de basamento mayores (*i.e.* FSM) y menores que controlaron ampliamente los estilos de deformación presentes en la parte suroeste del CPC. Se cree que la disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón, se debió a un aumento en la tasa de convergencia entre el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano (Clark *et al.*, 1982 y Urrutia-Fucugauchi, 1986) o a la subducción de una placa oceánica relativamente joven y/o compuesta principalmente por montes oceánicos submarinos (Atwater, 1970 y 1989).

8.3 Componentes involucrados en la generación de los magmas

Las características químicas de las rocas del CICM definen dos series magmáticas: calci-alcalina de medio a alto-K y alcalina o shoshonítica, siendo la primera la más representativa. Las rocas de la Sierra de Picachos son alcalinas *sensu stricto* (Figura 7-2) y con un patrón en el diagrama de multielementos típico para rocas de intraplaca (Figura 7-6). Las rocas del CICM son metaluminosas, Tipo-I, calci-alcalinas de medio a alto-K a alcalinas generadas en un ambiente de arco volcánico alejado de la trinchera. Por otro lado, las sienitas de la Sierra de Picachos son peralcalinas, Tipo-I con afinidad geoquímica de tipo intraplaca.

Con base en el análisis de elementos mayores (relaciones molares A/CNK y A/NK), patrones de los elementos traza y la información isotópica, se descarta que un protolito peraluminoso sea la fuente principal para la generación de los magmas en el CICM y la Sierra de Picachos.

La prácticamente nula variación en las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ *versus* $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* SiO_2 (Figuras 7-11a, 7-11b y 7-10, respectivamente) se interpreta como producto de baja o nula contaminación cortical de los magmas que generaron las rocas del CICM. Por lo anterior, es casi imposible asociar que la variación en las edades modelo de Nd generadas por las rocas del CICM, esté relacionada directamente con contaminación de los magmas por una corteza continental heterogénea, aún

y que los intrusivos del CICM están separados por distancias grandes. En su lugar, las variaciones tan amplias en las edades modelo de Nd se atribuyen a que pueden ser en parte heredadas de la influencia de fundidos de los sedimentos oceánicos y de la placa oceánica que alteraron los valores de la cuña del manto. Algo importante a señalar es que las rocas de la serie alcalina del CICM, sistemáticamente, presentan edades modelo de Nd más jóvenes (~320-480 Ma), valores más bajos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tablas 7-1 y 7-3; muestras R5, R2, S09, S017 y LR1); mientras que las muestras calci-alcalinas tienen las edades más antiguas (~450-980 Ma) y valores más altos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Lo anterior, implica que estas dos series magmáticas pudieron ser generadas en diferentes condiciones en el manto, diferenciarse y emplazarse de manera independiente sin adquirir una contaminación cortical importante. Con base en las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, se concluye que los magmas del CICM debieron ser generados por la participación de tres componentes principales: La corteza oceánica, el manto y los sedimentos subducidos.

Los datos reportados en este trabajo son congruentes con el modelo de Cameron *et al.* (1992), que sugiere que la corteza antigua máfica del noreste de México fue delaminada en el Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano. Esto es consistente con las bajas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ en las rocas del CICM, debido a que los magmas del CICM intrusieron a una corteza relativamente delgada (< 30 km). El hecho que los magmas hayan utilizado zonas de fallas corticales para ascender a los niveles superiores de la corteza también debió eliminar la posibilidad de una contaminación sustancial con rocas del Proterozoico y Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano, que son las que componen principalmente a la corteza en la zona.

La distancia a la paleotrinchera (~700 km), la geoquímica de las rocas, la evidencia de rasgos comúnmente asociados a adakitas y la inversión de fallas de basamento en la fase tardía de la deformación Laramide, son consistentes con un modelo de magmatismo y deformación relacionado a subducción de ángulo bajo en el Eoceno. Las evidencias estructurales y geoquímicas documentadas en este trabajo son semejantes a las reconocidas en el área tipo del cinturón Laramide en el suroeste de EUA, y la influencia adakítica reconocida en las rocas del CICM, sugiere que la placa Farallón pudo alcanzar a fundirse

parcialmente, metasomatizar el manto y contribuir con la generación del magmatismo en el CICM.

8.4 Relación de la deformación y el magmatismo con la tectónica de placas

En el marco de la tectónica de las placas en el Pacífico, la deformación Laramide ha sido extensamente analizada y se han propuesto diferentes mecanismos que la pudieron haber generado. English *et al.* (2004) sintetizan que existen cuatro mecanismos principales que han sido propuestos: a) Cabalgamiento tras-arco (*Retroarc thrusting*; Price, 1981), b) “Tectónica orogénica de flotación” (*Orogenic float tectonics*; Oldow *et al.*, 1990), Subducción plana (*Flat-slab subduction*; Coney and Reynolds, 1977; Dickinson and Snyder, 1978; Bird, 1988 y Dickinson *et al.*, 1988) y colisión transpresiva en la Cordillera (*Cordilleran transpressional collision*; Irving *et al.*, 1996; Wynne *et al.*, 1998 y Enkin *et al.*, 2002), pero aún quedan dudas sobre cual es el verdadero mecanismo que la generó. En el sentido general, la deformación Laramide es posterior a la acreción de terrenos tectónicos del Jurásico y del Cretácico Temprano en la Cordillera de América del Norte, por lo que se descarta que su origen esté relacionado con este fenómeno.

Estos mecanismos han sido sugeridos y modelados con base en el estudio de anomalías magnéticas del piso oceánico (Atwater, 1970; Atwater, 1989 y Atwater y Severinghause, 1989) y el estudio de rasgos estructurales del borde continental del suroeste de América del Norte (Bird, 1998 y 2002). De acuerdo a imágenes de tomografía sísmica del manto (velocidades de ondas S y P), presentadas por Grand *et al.* (1997) y Bunge y Grand (2000), el modelo de subducción de ángulo bajo de la placa Farallón bajo la placa de América del Norte entre 80 y 40 Ma entre Yellowstone y el sur de México, parece ser el más coherente debido a la existencia de una zona reflectora dentro del manto inclinada aproximadamente 45°. Estos autores han presentado secciones sísmicas en 2D y mapas del continente Americano a diferentes profundidades (900, 1100, 1300 y 1500 kms), donde muestran los que pueden ser los vestigios de la antigua placa de Farallón hundiéndose en el manto (Figura 8-6a- d).

Al parecer, la placa que se hunde dentro del manto se extiende desde Alaska hasta la parte norte de América del Sur, visualizada a profundidades de 900 a 1100 kms, mientras que desaparece en América del Sur para profundidades de 1300 y 1500 kms (Figura 8-6d). Un rasgo distintivo es el cambio de rumbo de este horizonte reflector a la altura de la región de Los Grandes Lagos en EUA. En esta zona, la anomalía pasa de tener un rumbo NW-SE entre Alaska y Los Grande Lagos, para pasar a una orientación N-S y continuar hasta América Central (Figura 8-6d). Este cambio de rumbo ha sido interpretado como producto del límite a la profundidad entre las placas Kula y Farallón, las cuales fueron consumidas a diferente velocidad y ángulo de convergencia en el borde oeste de América del Norte (Grand *et al.*, 1997; Bird, 1998; Bunge and Grand, 2000 y Bird, 2002).

La mayoría de los modelos que reconstruyen la evolución de las placas oceánicas en el Pacífico, coinciden en que el movimiento de la placa de Kula fue hacia el NNE a NE generando cizalla lateral derecha en el borde noroeste de la Cordillera de América del Norte, controlando acreciones y traslaciones de terrenos oceánicos paralelos al borde continental. Además, distinguen que la placa Farallón fue consumida con un ángulo de convergencia casi perpendicular al borde continental de América del Norte a partir de 80 a 65 Ma (Atwater, 1970, 1989 y Bird, 1998 y 2002).

El modelo de subducción de ángulo bajo propuesto como responsable de la deformación Laramide en el suroeste de América del Norte (Coney and Reynolds, 1977; Dickinson and Snyder, 1978 y Bird, 1998), no fue claramente extendido hasta el sur de México hasta el trabajo de Bunge y Grand (2000; Figura 8-6), aunque English *et al.* (2003) critican el modelo de subducción plana por la aparente ausencia de magmatismo de arco a distancias mayores de 300 km desde el borde continental, para la parte de Canadá y México. Sin embargo, esta tesis comprueba la existencia de magmatismo de arco a una distancia mínima de 700 km desde el borde continental para el Eoceno Tardío, al menos para la parte norte de México. Uno de los esquemas que mejor ilustra en el tiempo la evolución de las placas en el Pacífico frente al suroeste de América del Norte, entre 80 y 40 Ma, es el de Bird (1998 y 2002; Figuras 8-7a-d).

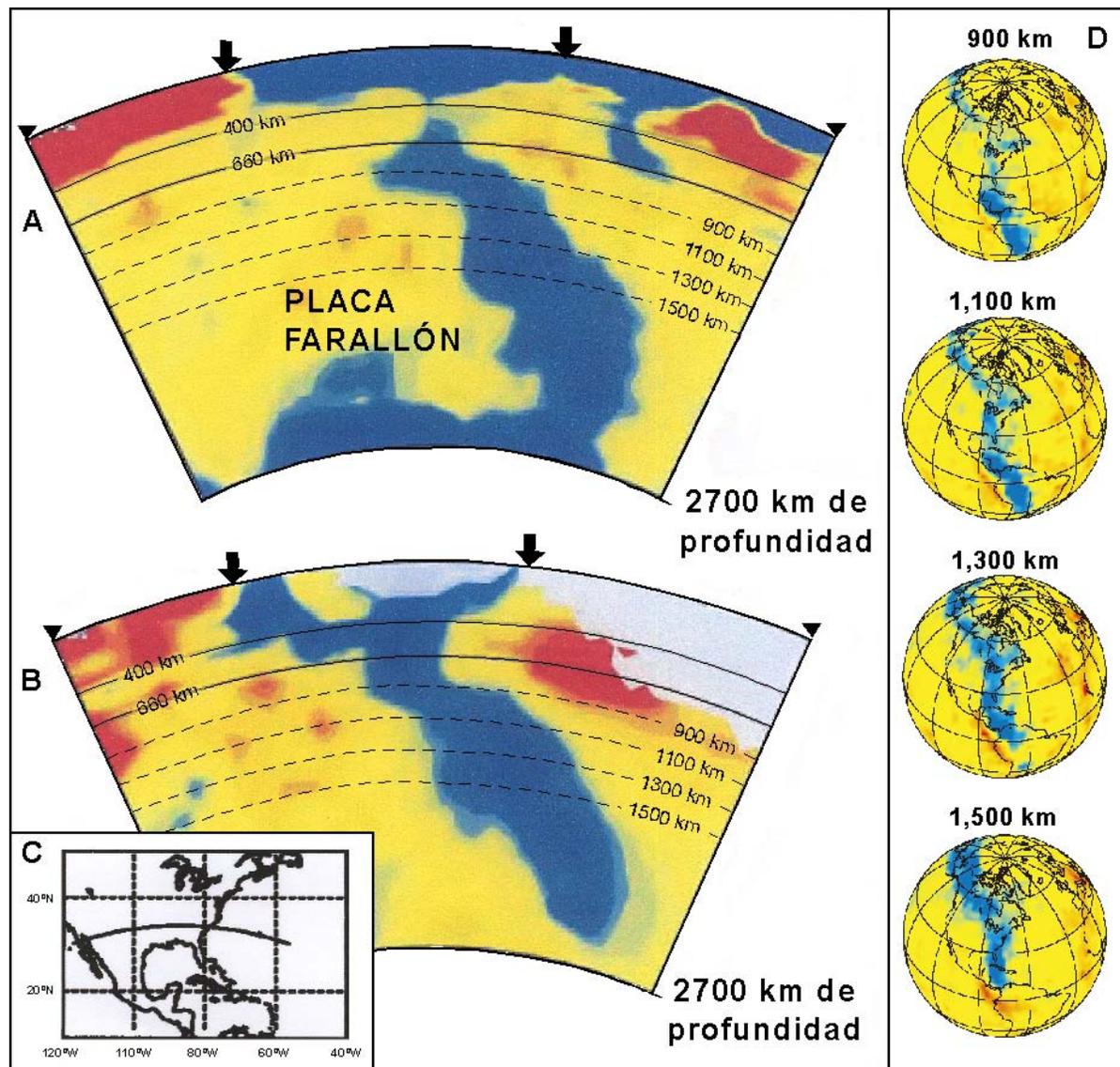


Figura 8-6 Secciones del manto que ilustran las variaciones de velocidad de ondas sísmicas P (A), y de ondas S (B) a lo largo de una sección en el sur de EUA. En el recuadro C se muestra la localización de la línea de sección que tiene como extremos las coordenadas 30.1°N, 117.1°W y 30.2°N, 56.4°W (Tomada de Grand *et al.*, 1997). Las imágenes en A y B muestran variaciones en las velocidades sísmicas, relativas a la velocidad media global desde la superficie a la frontera manto-núcleo. Las áreas en azul indican velocidades sísmicas más altas que el promedio y las rojas más bajas. La anomalía larga tabular azul que cruza totalmente el manto inferior se menciona que probablemente corresponde a la placa Farallón descendiendo dentro del manto, la cual fue consumida durante los últimos 100 Ma. El diagrama D), corresponde a la proyección en superficie de la anomalía de alta velocidad para diferentes profundidades (Tomada de Bunge y Grand, 2000). Nótese que la anomalía no continúa en América del Sur para profundidades > 1100 kms; esto se interpreta producto de que la subducción en América del Sur al parecer inició hace 60 Ma y no es tan antigua como la subducción de Farallón en América del Norte (al menos 100 Ma).

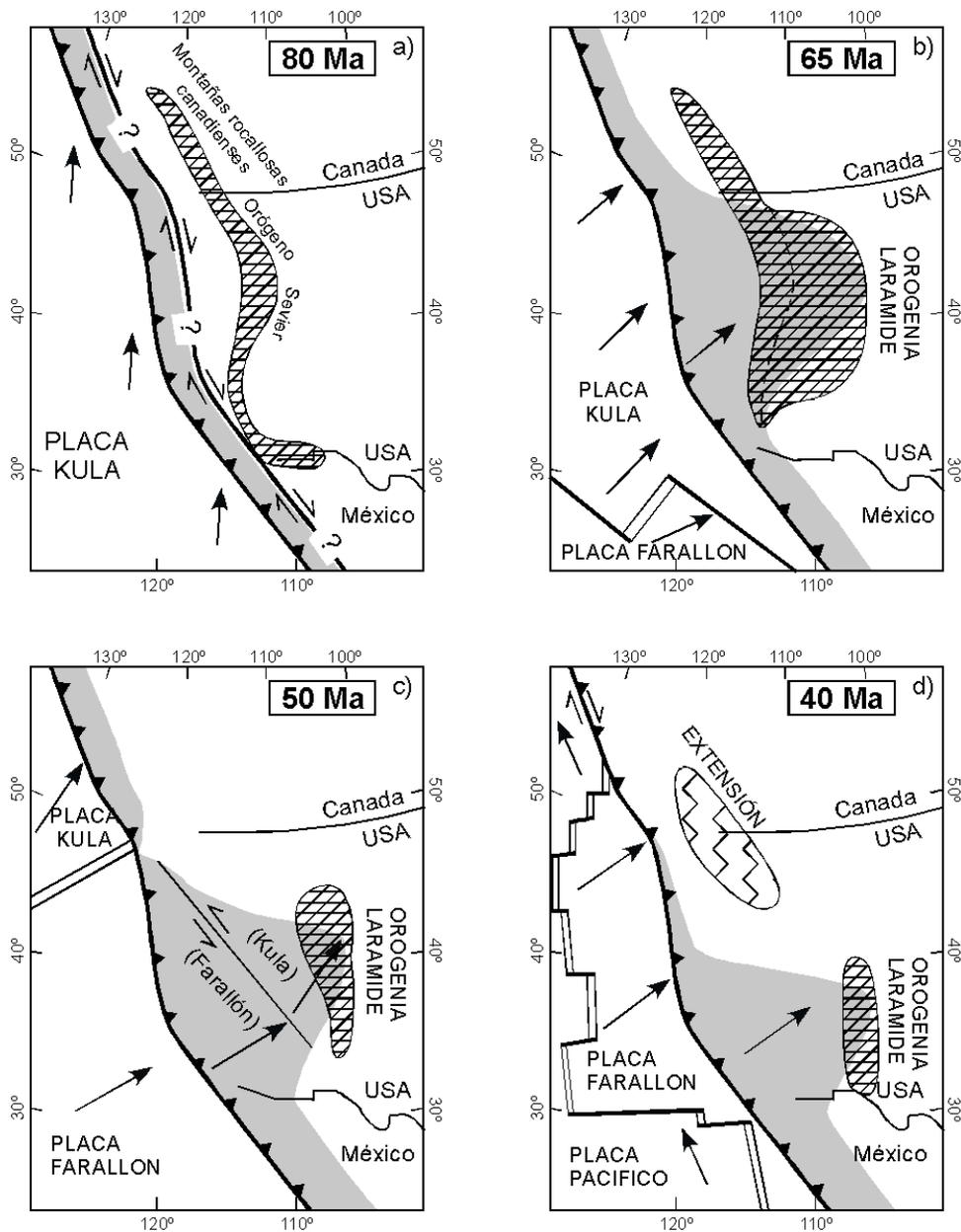


Figura 8-7 Esquemas que muestran las interacciones entre las placas en el oeste de los EUA propuestos por Bird (1998). Este modelo se apoya en el trabajo de reconstrucción de placas de Engebretson *et al.* (1985) y en la interpretación del desplazamiento de los frentes volcánicos de Dickinson y Snyder (1978) y Urrutia-Fucugauchi (1986). Las áreas grises muestran la zona de antearco (*forearc*). El patrón de enrejado muestra el área de la orogenia Laramide y el patrón en zig-zag zonas de extensión. A los 80 Ma, la subducción oblicua de la placa de Kula ocasionó la traslación hacia el norte de terrenos a lo largo de la costa. A los 65 Ma, la subducción horizontal de la placa Farallón causó la orogenia Laramide en un área muy amplia. A los 50 Ma, una frontera transformante de las placas Farallón-Kula, ya subducida, pudo haber pasado bajo el *forearc* cambiando la dirección de la tracción basal sobre la corteza. La última fase de la deformación Laramide, alrededor de 40 Ma, estuvo controlada por subducción horizontal de la placa Farallón en el suroeste de EUA y noroeste de México.

Bird (1998 y 2002; Figuras 8-7a-d), apoya fuertemente las ideas de convergencia cercanamente ortogonal entre las placas Farallón y de América del Norte, la ocurrencia de un ángulo bajo en la zona de Benioff y la ocurrencia de una velocidad alta en la convergencia. Por otro lado, los movimientos más recientes de las placas (30–0 Ma) en esta misma área, han sido estudiados con mayor detalle por Atwater (1970 y 1989), Engebretson *et al.*, (1985); Stock y Hodges (1989); Severinghaus y Atwater (1990), Lonsdale (1991); DeMets (1995) y Atwater y Stock (1998; Figura 8-8), quienes interpretan que el origen del evento Cuencas y Sierras, la apertura del proto-Golfo de California (12-6 Ma) y la transferencia de la península de Baja California a la placa del Pacífico (5.5 Ma hasta hoy en día), son consecuencia y ocurrieron después de la colisión de la dorsal Pacífico-Farallón con el borde suroeste de América del Norte hace ~30 Ma (Figura 8-8).

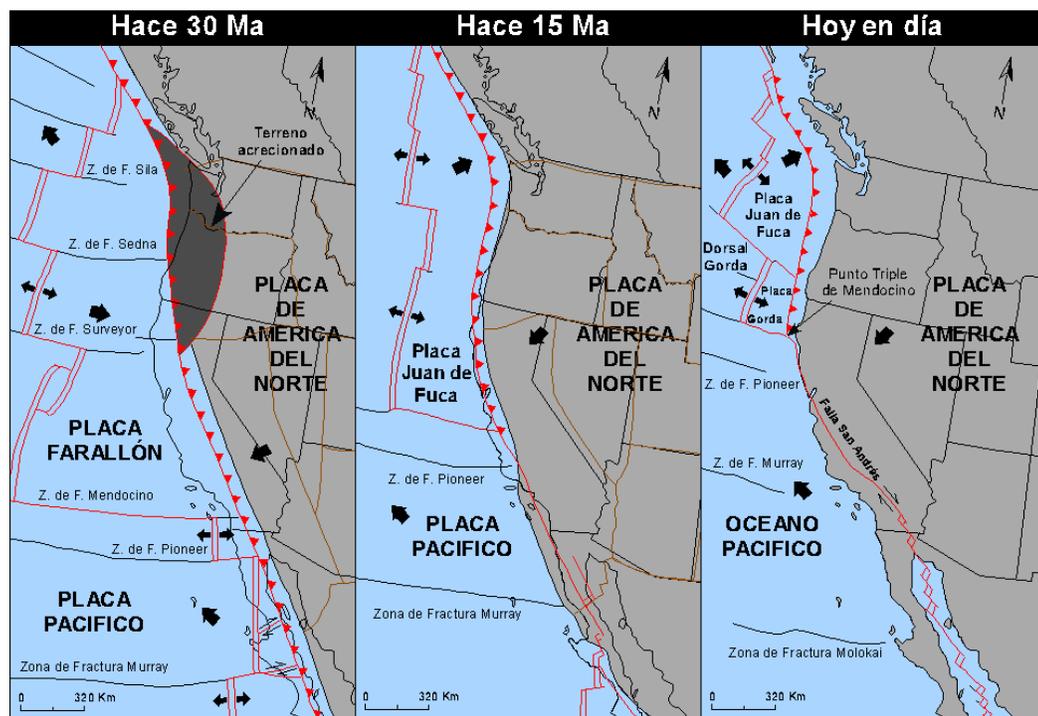


Figura 8-8 a) Configuración de las placas tectónicas hace 30 Ma, b) hace 15 Ma y c) para hoy en día. Nótese la fragmentación de la dorsal Pacífico-Farallón en los últimos 30 Ma y la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico después de la instauración de la falla de San Andrés y de dorsales oceánicas dentro del Golfo de California. Las dorsales, fallas transformantes y zonas de trincheras en color rojo indican que son activas para ese tiempo, mientras que las de color negro son inactivas. Las flechas negras individuales indican el movimiento general de las placas tectónicas, mientras que las que están en pares indican la dirección de dispersión del piso oceánico en ese punto. Las figuras fueron integradas combinando datos de Severinghaus y Atwater (1990) y Atwater y Stock (1998).

En el marco de la evolución de las placas oceánicas frente al suroeste de EUA y noroeste de México aquí esbozado, los resultados de la presente tesis se sintetizan en un modelo formado por cuatro secciones compuestas en diferentes tiempos: 115-80, 80-46, 46-32 y 32-0 Ma; Figuras 8-9a, b, c y d). Sin duda, los cambios de ángulos de subducción (convergencia e inclinación de la zona de Benioff), la migración del magmatismo de arco en el continente, el diacronismo de la deformación Laramide del oeste hacia el este en el norte de México, el evento Cuencas y Sierras y la transferencia de la península de Baja California a la placa del Pacífico, son los procesos más importantes de los últimos 80 Ma en el norte y noroeste de México. Cada una de las secciones geológicas modelo, ilustra los eventos tectónicos y magmáticos relacionados con la dinámica de las placas en subducción (Kula y Farallón). Se hace énfasis en los procesos que ocurren en la margen del Pacífico (Baja California) y en el noreste de México.

La primera sección ilustra un intervalo de tiempo entre 132 a 80 Ma (Figura 8-9a), previo al inicio de la deformación Laramide. Este corresponde a un período prolongado de acortamiento y levantamiento continuo en el borde occidental de Baja California (Schmidt and Paterson, 2002), que incluyó la acreción del arco Alisitos-Guerrero y el desarrollo de la zona de sutura principal de San Pedro Mártir (*Main Mártir Thrust*, Johnson *et al.*, 1999). Este último fenómeno sucedió en el lapso entre 115 y 108 Ma. La zona de sutura separa dos ensambles de arco distintos, al oeste ocurre un arco de islas y, al este, otro de margen continental. Inmediatamente al este de la zona de sutura, el plutón de San Pedro Mártir fue emplazado *ca.* de 97 Ma y se enfrió aceleradamente (~ 40 °C/Ma), producto de levantamiento rápido de la corteza en la región (Ortega-Rivera *et al.*, 1997). La tasa de enfriamiento alta del plutón de San Pedro Mártir pudo ser causada por acortamiento y levantamiento ejercido sobre el borde continental entre 132 y 85 Ma (Schmidt and Paterson, 2002).

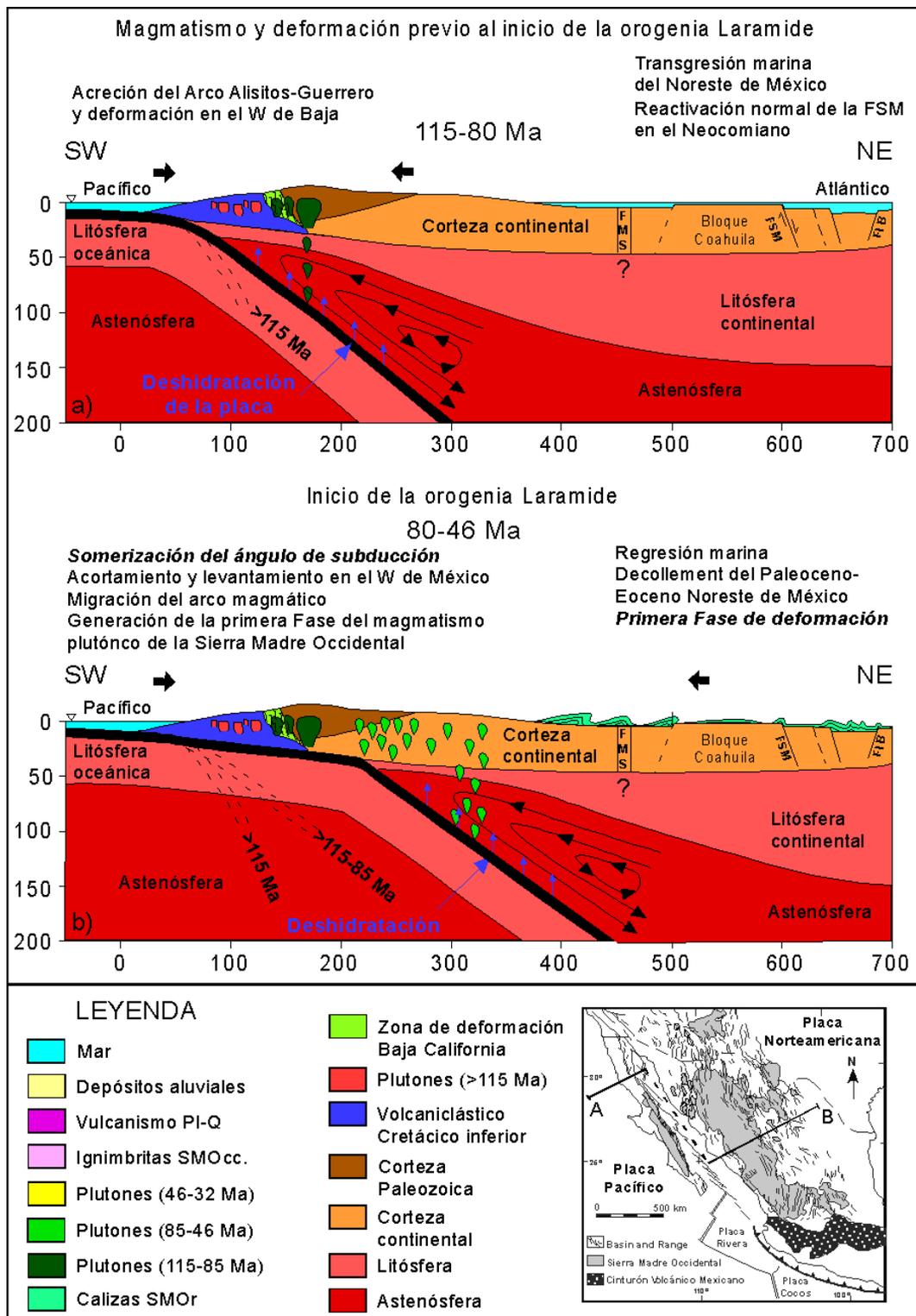


Figura 8-9 Secciones geológicas idealizadas que sintetizan los eventos magmáticos y tectónicos más importantes en los últimos 115 Ma para el norte de México. Nótese que la línea de sección fue desplazada por la creación del Golfo de California. a) 115-80 Ma, b) 80-46 Ma, c) 46-32 Ma y d) 32-0 Ma.

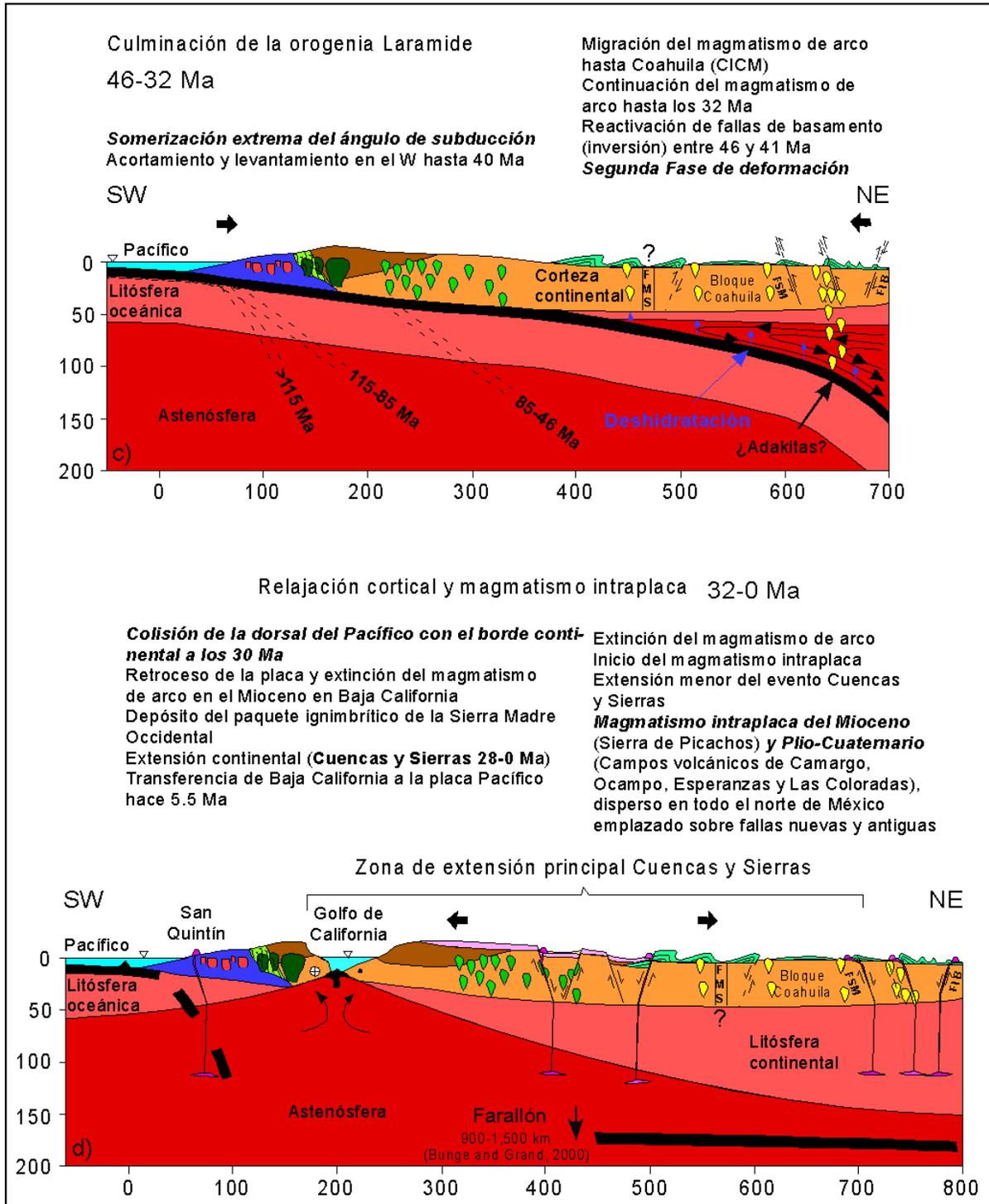


Figura 8-9 Continuación. Leyenda como en a y b de esta misma figura.

Por otro lado, mientras la tectónica activa se desarrollaba en el Pacífico, en el noreste de México continuaba la transgresión marina iniciada desde el Caloviano (Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 1999 y Goldhammer and Johnson, 2001). En esta parte del país la actividad tectónica estaba representada únicamente por la reactivación normal de la Falla San Marcos durante el Neocomiano (McKee *et al.*, 1990 y Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

La segunda sección geológica regional muestra los eventos geológicos más importantes entre 80 y 46 Ma (Figura 8-9b), comprendiendo casi todo el tiempo de operación de la orogenia Laramide (80-40 Ma). En este lapso en el oeste de México comenzó la migración clara del magmatismo de arco hacia la parte interna del continente, desencadenándose la orogenia Laramide (*sensu stricto*) por efecto de la subducción más horizontal (Coney, 1976; Coney and Reynolds, 1977 y Dickinson and Snyder, 1978). El inicio de la deformación Laramide acentuó el acortamiento, emplazamiento de magmas que componen las raíces de la Sierra Madre Occidental (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982 y McDowell *et al.*, 2001) y levantamiento en el noroeste de México.

Para el Cenomaniano-Turoniano, Eguiluz y Campa (1983) reconocieron cambios en las facies sedimentarias en el noroeste de México, al parecer relacionadas con un levantamiento regional amplio en esa parte del país. Las facies cambian de carbonatos a sedimentos clásticos en el noroeste de México y corresponden a las primeras manifestaciones del inicio de una regresión marina regional del oeste hacia el este. El levantamiento en el oeste disparó el inicio de un *décollement* regional y despegue de la secuencia marina del Mesozoico Tardío que aceleró la regresión marina regional en el noreste de México. Esta fase de deformación representada por el *décollement*, culminó con el cabalgamiento de la secuencia sobre altos de basamento y generó transporte tectónico hacia el noreste en Chihuahua, norte en el sur de Coahuila y hacia el este-noreste entre Monterrey y Teziutlán, Puebla, entre el Paleoceno y Eoceno (Ye, 1997). Las estructuras asociadas al *décollement* representan típicamente a una deformación de cobertura, la cual es responsable de la morfología de la Sierra Madre Oriental en el norte y este de México.

Para la parte central de Coahuila, aquí se interpreta que las estructuras relacionadas con el *décollement* representan a la primera fase de deformación, la cual generó inicialmente también deformación de cobertura sobre el mismo Bloque de Coahuila, funcionando como horizonte de *décollement* y despegue las evaporitas de la Formación Acatita del Albiano. La secuencia superior se deslizó hacia el norte y generó pliegues por doblez de falla (*fault-bend folds*; Figura 8-3b y 8-8b) en el límite nor-noreste del Bloque de Coahuila sobre la traza de la Falla de San Marcos. En esta zona, existen cambios de facies drásticos que representan a ambientes lagunares sobre el Bloque de Coahuila y a ambientes de arrecife en el borde del Bloque de Coahuila. Al parecer, localmente, los arrecifes funcionaron como bloques resistentes al *décollement* que fueron cabalgados por la secuencia depositada sobre el Bloque de Coahuila (Formación Acatita, Treviño e Indidura), observándose localmente transporte tectónico hacia el norte (Figura 8-3b). Durante la segunda mitad de la deformación Laramide, el acortamiento, levantamiento y el magmatismo migraron del oeste hacia el este en el norte de México; es decir, la deformación fue diacrónica del oeste hacia el este (Figura 8-9b y c).

La tercera sección geológica ilustra la disminución extrema del ángulo de subducción de la placa Farallón entre 46 y 32 Ma (Figura 8-9c), y la consecuente migración del arco magmático hasta la parte central de Coahuila. El magmatismo de arco presente en el noreste de México comprende a los intrusivos del CICM, con edades de 44.3 a 35 Ma, y en Coahuila es tan joven como ~32 Ma (Figura 8-6a y b).

Dentro de este mismo intervalo de tiempo de 46 a 32 Ma, en el noreste de México, las fallas de basamento antiguas como la Falla San Marcos y fallas secundarias asociadas a esta, fueron reactivadas con componente inversa y representan la última manifestación de acortamiento en la corteza continental producto de la orogenia Laramide. Como se discutió al inicio del capítulo, se propone que la reactivación inversa de las fallas de basamento debió terminar aproximadamente a los 41 Ma, con base en que esta edad corresponde a la edad que separa intrusivos sintectónico antiguos de intrusivos post-tectónicos más jóvenes del CICM en Coahuila. Por ocurrir en un tiempo distinto y definir un estilo de deformación diferente a las estructuras asociadas al *décollement* regional, se establece aquí que la reactivación de

fallas inversas en la parte central de Coahuila representa una segunda fase de la deformación Laramide en la zona.

Por otro lado, se sugiere que la reactivación de las fallas de basamento facilitó el ascenso y canalización de magmas de arco del CICM a niveles altos de la corteza. Se interpreta que este magmatismo es sin- y post-tectónico a la reactivación de las fallas de basamento, estableciéndose que la deformación Laramide en la parte central de Coahuila terminó a los 41 Ma (Figura 8-6b).

Finalmente, la cuarta sección geológica ilustra la estructura de la corteza generada por los eventos tectónicos y magmáticos de los últimos 32 Ma en el norte de México (Figura 8-9d). Sin duda, la colisión de la dorsal oceánica Pacífico-Farallón con el borde continental del suroeste de EUA a la altura de San Francisco hace 30 Ma (Figura 8-8a y 8-8d), es el evento más importante por cambiar drásticamente la configuración de las placas, el estado de los esfuerzos en la corteza continental y el tipo de magmatismo en la Cordillera de América del Norte.

La colisión de la dorsal oceánica marcó el inicio de un cambio drástico en el estado de esfuerzos de la corteza. Durante toda la orogenia Laramide el esfuerzo principal máximo compresivo (σ_1) tuvo una dirección NE a ENE, el esfuerzo principal intermedio compresivo (σ_2) una dirección NNW a NW y el esfuerzo principal mínimo compresivo (σ_3) fue vertical; mientras que después de la colisión de la dorsal oceánica e inicio del evento Cuencas y Sierras, σ_1 y σ_3 intercambiaron su posición (Henry *et al.*, 1991 y Bird, 2002), pasando la corteza de experimentar acortamiento a extensión en la misma dirección (Figuras 8-9c y d).

Antes de que se extinguiera el magmatismo relacionado con la subducción en el norte de México, el frente del arco se trasladó desde Coahuila, en el Eoceno-Oligoceno, hasta Baja California, en el Mioceno, ocupando nuevamente la posición que había tenido hace 100 Ma (Clark *et al.*, 1982 y Sawlan and Smith, 1984). En el mismo Mioceno (~12 Ma), empezó la manifestación del evento Cuencas y Sierras en la zona del Golfo de California dando lugar a lo que se conoce como la fase proto-Golfo (12-6 Ma; Lonsdale, 1991) con extensión ENE y

finalmente la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico a partir de 5.5 Ma, con lo cual inició la fase transtensiva que actualmente continua con el movimiento de la península de Baja California hacia el NNW junto con la placa del Pacífico y la instauración de pequeñas dorsales oceánicas dentro del Golfo de California al parecer a partir de 3.5 Ma (Lonsdale, 1991; Severinghaus and Atwater, 1990 y Atwater and Stock, 1998). La extensión total estimada para la corteza durante el evento Cuencas y Sierras, sobre la sección geológica modelo aquí presentada, se estima en 110 km que es aproximadamente un 17% de extensión de la corteza continental ocurrida desde el Oligoceno Medio hasta hoy en día (Henry and Aranda, 2000).

En el noreste de México y sur de EUA, a partir de aproximadamente 32 a 28 Ma, cambió drásticamente la firma geoquímica de los magmas, pasando de subducción a tipo intraplaca y el estado de esfuerzos de compresivo a tensional (James and Henry, 1991; Henry *et al.*, 1991 y este trabajo). Específicamente en Coahuila el evento Cuencas y Sierras no se manifiesta claramente aunque sí la ocurrencia de magmatismo intraplaca disperso, el cual al igual que el de subducción fue canalizado principalmente a través de discontinuidades del basamento (Aranda-Gómez *et al.*, 2005b).

Finalmente, dentro de los resultados de la presente tesis se destaca la importancia que tuvo la composición y estructura del basamento en el noreste de México, sobre: 1) la distribución de las facies sedimentarias continentales y marinas desde el Triásico hasta fines del Cretácico, 2) los estilos de deformación contrastantes generados durante la orogenia Laramide y, 3) la canalización y distribución del magmatismo de subducción (45-32 Ma) así como de tipo intraplaca (~30 al Cuaternario). Sin duda, el avance en el conocimiento sobre la estructura y composición de las rocas de basamento en México permitirá comprender con mayor detalle variaciones composicionales de rocas ígneas de arco e intraplaca expuestas en la superficie de la corteza, las variaciones en estilos de deformación en rocas mesozoicas y cenozoicas y muchos otros rasgos geológicos expuestas en superficie que aún no han sido explicados de forma lógica.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES

Los resultados de los estudios geológico-estructural, geoquímico y geocronológico realizado en la parte sur de la Cuenca de Sabinas, sobre la deformación y el magmatismo Cenozoicos relacionados con la orogenia Laramide, estuvieron controlados ampliamente por la dinámica de las placas tectónicas en el Pacífico durante el Cretácico Tardío-Eoceno. La orogenia Laramide en la región ocurrió en dos fases, la primer fase estuvo controlada por *décollement* y despegues sedimentarios de la secuencia marina del Mesozoico Tardío y debió ocurrir antes de 46 Ma; la segunda fase involucró al basamento, ocurriendo principalmente reactivaciones de fallas mayores (*i.e.* Falla San Marcos) y secundarias a estas, que generaron relaciones complejas entre las estructuras previas y las generadas por esta segunda fase entre 46 y 41 Ma. Se interpreta que la sobreposición de las estructuras resultantes de las dos fases de deformación explica de una manera más completa las relaciones de los ejes de pliegue con respecto a la Falla San Marcos (FSM) en lugar de un solo evento de deformación tipo transpresivo. Por otro lado, se concluye también que la FSM corresponde a una falla de basamento vieja multi-reactivada, que debió acomodar principalmente extensión cortical más que desplazamientos laterales durante su instauración en el Jurásico y en su primer evento de reactivación del Neocomiano.

El emplazamiento de los intrusivos que componen al Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) ocurrió entre 45 y 35 Ma. El emplazamiento en niveles someros de la corteza de estos cuerpos magmáticos estuvo controlado por la reactivación de fallas de basamento, por lo que estos son sin-tectónicos (intrusivos Cerro del Mercado y Soledad ?) y post-tectónicos (Providencia, Carrizal, Cerro Boludo, Marcelinos, Pánuco e Iguana), a la segunda y última fase de la deformación Laramide en la región. Estos intrusivos definen que la deformación Laramide debió culminar a los 41 Ma en Coahuila, aunque para el noreste de México puede decirse con seguridad que manifestaciones de este evento orogénico no se registraron a partir de 39 Ma.

El CICM está compuesto por dos series magmáticas, una calci-alcalina de medio a alto-K y otra alcalina con firma geoquímica de subducción de edad entre 45 y 35 Ma, siendo este magmatismo más antiguo al magmatismo alcalino de tipo intraplaca representado por la Sierra de Picachos y el Complejo de intrusivos de La Cueva. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb determinadas en las rocas del CICM, indican que estas experimentaron baja contaminación cortical durante su ascenso y emplazamiento, que las rocas de la serie alcalina y calci-alcalina fueron generadas bajo diferentes condiciones en el manto, y que las rocas del CICM fueron generadas por combinaciones variables de mezcla de tres componentes principales: El MORB, el manto y sedimentos subducidos. La edad de cambio de fuente magmática (subducción a intraplaca) en la región ocurrió entre 32.5 y 30 Ma. Se concluye que el magmatismo de arco y la reactivación de fallas de basamento para generar los estilos de deformación presentes en el suroeste del Cinturón Plegado de Coahuila, a una distancia de ~700 km del borde continental en el Eoceno, fueron controlados por subducción de ángulo bajo de la placa Farallón bajo la placa de América del Norte.

REFERENCIAS

- Aatherton, M. P., and Petford, N., (1993): Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, v. 362, p. 144-146.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J., and Michaud, F., (2001): Late Miocene adakities and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, México: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California?. *Geology*, v. 29, p. 531-534.
- Alaniz-Alvarez, S. A., Van Der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A. F., and Ortega-Gutierrez, F., (1996): Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, v. 24, p. 443-446.
- Albarrán, J., (1984): Estudio Petrogenético del Basamento en el Distrito de Poza Rica; Proyecto C-2001, Subdirección de Tecnología de Exploración, IMP (*inédito*).
- Alfonso, Z. J., (1978): Geología regional del sistema sedimentario Cupido. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, v. 30, n. 1, 2, p. 1-55.
- Anderson, E. M., (1951): The dynamics of faulting, 2nd edition. Edinburgh, Oliver & Boyd.
- Anderson, T. H. and Silver, L. T., (1974): Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to circum-Pacific magmatism. *Geological Society of America Rocky Mountain Section Annual Meeting Program*, p. 484.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., (1977a): U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora. *Economic Geology*, v. 72, p. 827-836.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., (1977b): Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern México: *Geological Society of America Abstracts with programs*, v. 9, p.880.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., (1978): The nature and extent of Precambrian rocks in Sonora, Mexico [abs.], in *Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora*, edited by Roldán-Quintana, J., y Salas, G.A. Resúmenes, Hermosillo, Instituto de Geología, UNAM, p. 9-10.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., (1979): The role of the Mojave-Sonora Megasheare in the tectonic evolution of northern Mexico, in Anderson, T.H., and Roldán-Quintana, J., Eds. *Geology of northern Sonora*: Hermosillo, Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 59-68.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., (1981): An overview of Precambrian rocks in Sonora. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 5, p. 131-139.
- Anderson, T. H., and Schmidt, V. A., (1983): The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Angelier, J., (1990): Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, v. 103, p. 363-376.
- Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Becker, T., Solorio-Munguía, J. G., and Martínez, E., (2001): Timing of multiphasic deformation based on the study of continental clastic deposits and volcanic rocks, east-central Chihuahua, México. *GEOS*, v. 21, n. 3, p. 204.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., y Henry, C. D., (2003): Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México. *Geological Society of American Bulletin*, v. 115, n. 3, p. 298-313.
- Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., Becker, T., and Chávez-Cabello, G., (2005a): Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late- Tertiary extension, Chihuahua, México. In: Anderson, T., *The Jurassic Mojave-Sonora Megashear, Southwest North America: Evidence, Assessment, and Alternatives*. *Geological Society of America Special Paper (aceptado)*.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G. y Chávez-Cabello, G., (2005b): El vulcanismo intraplaca del Cenozoico Tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Número Especial del Primer Centenario de la Sociedad Geológica Mexicana (sometido)*.
- Arvizu-Gutiérrez, I. R., (2003): Estudio paleomagnético de los granitoides permo-triásicos y de las Capas Las Palomas (Jurásico Tardío), Valle San Marcos, Coahuila, México. *Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura]*, 116 p.
- Atwater, T. M., (1970): Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of American Bulletin*, v. 81, p. 3513-3533.
- Atwater, T. M., (1989): Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, In: Winterer, E.L., Hussong, D.M. y Decker, R.W., Eds. *The eastern Pacific ocean and Hawaii: Boulder Colorado, Geological Society of America. The Geology of North America*, volumen N. p. 21-72.

- Atwater, T. M., and Severinghaus, J., (1989): Tectonic maps of the northeast Pacific, in Winterer, E. L., Hussong, D. M., & Decker, R. W., eds., *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, volumen N, p. 15-20.
- Atwater, T. M., and Stock, J. M., (1998), *Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update*. *International Geology Review*, v. 40, p. 375-402.
- Barbarin, B., (1999): A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamics environments. Elsevier Science. *Lithos*, v. 46, p. 605-626.
- Barbosa-Gudino, J. R., Tristán-González, M., and Torres-Hernández, J. R., (1999): Tectonic setting of pre-Oxfordian units from Central and northeastern México: A review, in Bartolini, C., Wilson, J. L., & Lawton, T. F., Eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340, p. 197-210.
- Barrière, M., (1977): Deformation associated with the Ploumanac'h intrusive complex, Brittany. *Geological Society of London Journal*, 134, p. 311-324.
- Bartok, P., (1993): Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relations to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics*, v. 12, p. 441-459.
- Bateman, R., (1985): Auerole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *Journal of Geology*, v. 93, p. 293-310.
- Bateman, P.C., Busacca, A. J. and Sawka, W. N., (1983): Cretaceous deformation in the western foothills of the Sierra Nevada, California. *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p. 30-42.
- Bird, P., (1988): Formation of the Rocky Mountains western United States: A continuum computer model. *Science*, v. 239, p. 1501-1507.
- Bird, P., (1998): Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°- 49°N, western United States. *Tectonics*, v. 17, n. 5, p. 780-801.
- Bird, P., (2002): Stress direction history of the western United States and México since 85 Ma. *Tectonics*, v. 21, n. 3, p. 5-1, 5-12.
- Bishop, B. A., (1970): Stratigraphy of Sierra de Picachos and Vicinity, Nuevo León, México. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v. 54, n. 7, p. 1245-1270.
- Bloomfield, K., and Cepeda-Dávila, L., (1973): Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. *Geological Magazine*, v. 110, p. 551- 555.
- Buchanan, P.G., and McClay, K.R., 1991, Sandbox experiments of inverted listric and planar faults systems. *In*: P.R. Cobbold (ed.) *Experimental and Numerical Modelling of Continental Deformation*. *Tectonophysics*, vol. 188, p. 97-115.
- Bunge, H. P., and Grand, S. P., (2000): Mesozoic plate motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab. *Nature*, v. 405, p. 337-340.
- Brenan, J., Shaw, H., Ryerson, F., and Phinney, D., (1995): Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 Gpa: Constrains on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids, *Geochemical and Cosmochimical Acta*, v. 59, p. 3331-3350.
- Brown, W. G., (1988): Deformational style of the Laramide uplifts in the Wyoming foreland. *Geological Society of America Memoir* 171, p. 1-25.
- Brun, J.P., and Pons, J., (1981): Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 219-230.
- Buffler, R. T., and Sawyer, D. S., (1985): Distribution of Crust and early history, Gulf of México basin. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 35, p. 333-344.
- Bullard, E. C., Everett, J. E., and Smith, A. G., (1965): The fit of the continents around the Atlantic; A symposium on continental drift. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A*, v. 258, p. 41-51.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R. C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., and Michaud, F., (2003): Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (« bajaites ») from Baja California, México: the role of slab melts. *Lithos*, v. 66, p. 77-105.
- Cameron, K. L., and Cameron, M., (1985): Rare earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compositions of Cenozoic dacites from Baja California, northwestern México and adjacent west Texas: Evidence for the predominance of a subcrustal component. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, p. 1-11.
- Cameron, K. L., Robinson, J. V., Niemeyer, S., Nimz, G. J., Kuentz, D. C., Harmon, R. S., Bohlen, S. R., and Collerson, K. D., (1992): Contrasting Styles of Pre-Cenozoic and Mid-Tertiary Crustal Evolution in Northern México: Evidence From Deep Crustal Xenoliths From La Olivina. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. B12, p. 17,353 – 17,376.

- Campa, U. M. F., (1985): The Mexican Thrust Belt. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Howell, D. G., Ed., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas. Earth Sciences Series, n. 1, p. 299-313.
- Campa, U. M. F., and Coney, P. J., (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Cano-González, A., (2002): Geología y geoquímica del intrusivo Cerro La Soledad margen oriental del Cinturón Candela Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana: Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 113 p.
- Carpenter, D. L., (1997): Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, México. Geological Society of American Bulletin, v. 109, n. 10, p. 1321-1332.
- Cavazos-Tovar, J. G., (2004): Petrografía y geoquímica del intrusivo Las Tetillas, Bloque Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 127 p.
- Centeno-García, E., and Silva-Romo, G., (1997): Geology, geochemistry, and tectonic evolution of central Mexico during Mesozoic time. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Instituto de Geología UNAM, v. 14, n. 2, p. 244-260.
- Chapin, C. E., (1983): An overview of Laramide wrench faulting in the southern Rocky Mountains with emphasis on petroleum exploration, in: Rocky Mountain Foreland Basins and Uplifts, edited by Lowell, J. D., y Gries, R., Rocky Mountain Association of Geologist, Denver, Colorado, p. 169-180.
- Chapin, C. E., and Cather, S. M., (1981): Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau-Rocky Mountain area, Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 173-198.
- Chappell, B. W., (1999): Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, v. 46, p. 535-551.
- Chappell, B. W., and White, A. J. R., (1974): Two contrasting granite types. Pacific Geology, v. 8, p. 173-174.
- Charleston, S., (1973): Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México; University of Michigan [Ph. D. Dissertation], 268 p.
- Charleston, S., (1981): A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, p. 28-36.
- Chávez-Cabello, G., y Aranda-Gómez, J. J., (2001): Deformación y Magmatismo Cenozoicos en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Investigación doctoral. GEOS, Libro de Resúmenes, v. 21, n. 3, p. 205.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Schaaf, P., Solis, G., Iriando, A., y Morton, O., (2003a): Geoquímica y Geocronología ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova, Coahuila, México: GEOS Libro de Resúmenes, v. 23, n. 2, p. 105.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., y Cossío-Torres, T., (2003b): Análisis estructural sobre la Falla San Marcos, Coahuila, México: GEOS Libro de Resúmenes, vol. 23, No. 2, p. 112.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutierrez, I. R. y González-Naranjo G. A., (2005): La Falla San Marcos: Una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México. en: Alaniz-Álvarez, S.A., Las Grandes Fronteras Tectónicas de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana (*aceptado*).
- Clark, K. F., Damon, P. E., and Shafiqullah, M., (1978): Continuity of magmatism in northern Mexico, 130 m.y. B. P. to present: Geological Society of America Abstract with Programs: v. 10, p. 381.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Schutter, S. R., y Shafiqullah, M., (1979): Magmatismo en el Norte de México en relación a los yacimientos metalíferos. Asociación de Ingenieros Mineros Metalurgistas y Geólogos de México, Tec. XIII, p. 8-57.
- Clark, K. F., Foster, C. T., and Damon, P. E., (1982): Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of American Bulletin, v. 93, p. 533-544.
- Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L., and Langmuir, C. H., (2000): Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. Geochemical Geophysics and Geosystems, 1 (1999GC000010).
- Coney, P. J., (1976): Plate tectonics and the Laramide Orogeny. New Mexico Geological Society Special Publication, v. 6, p. 5-10.
- Condie, K. C., (1997): Plate tectonics and Crustal Evolution. Fourth edition. Ed. Butterworth/Heinemann, Great Britain. 282 p.
- Coney, P. J., (1978): Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics, *In*: Schmidt, R. B. y Eaton, G. P., eds., Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera. Geological Society of America Memoir 152, 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*, p. 6-15.
- Coney, P.J., and Reynolds, S. J., (1977): Cordilleran Benioff zones. *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Coney, P. J., and Campa, U. M. F., (1987): Lithotectonic terrane map of México. United States of America, Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1874-D. Sheet 1, scale 1:10,000,000.
- Coney, P. J., and Evenchick, C. A., (1994): Consolidation of the American Cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, n. 3/4, p. 241-262.
- Corry, C. E., (1988): Laccoliths; mechanics of the emplacement and growth. *Geological Society of America Special Paper 220*: p. 1-110.
- Courrioux, G., (1987): Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland). *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 313-330.
- Cross, T. A., (1986): Tectonic controls of foreland basins subsidence and Laramide style deformation, western United States. *International Association of Sedimentologists Special Publication 8*, p. 15-39.
- Cross, T. A., and Pilger, R. H., Jr., (1978): Constraints on absolute motion and plate interaction inferred from Cenozoic igneous activity in the western United States. *American Journal of Science*, v. 278, p. 865-902.
- Cross, T. A., and Pilger, R. H. Jr., (1982): Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 545-562.
- Dalrymple, G. B., Alexander, E. C., Lanphere, M. A., and Kraker, G. P., (1981): Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor. *United States Geological Survey Professional Paper*, no. 1176, 55 p.
- Damon, P. E., (1978): Mineralization in time and space in northwestern Mexico and southwestern United States. 1^o Simposium Geológico sobre el Potencial Minero del Estado de Sonora, Libro de Resúmenes, p. 41-44.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., and Clark, K. F., (1981): Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digests*, v. 14, p. 137-154.
- Dana, J. D., (1896): *Manual of geology*, 4th ed. New York, American Book Company, 1987 p.
- Daugherty, F., (1963): La Cueva Intrusive Complex and Dome, Northern Coahuila, México. *Geological Society of American Bulletin*, v. 74, p. 1429-1438.
- Davidson, J., (1996): Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism, *in*: Bebout, G., Scholl, D., Kirby, S., y Platt, J., eds., *Subduction Top to Bottom*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph 96*, p. 251-262.
- De Celles, P.G., and Mitra, G., (1995): History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of American Bulletin*, v. 107, n. 4, p. 454-462.
- De Cserna, Z., (1956): Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. *Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, Monografía*, 60 p.
- De Cserna, Z., (1960): Orogenesis on time and space in México. *Geologische Rundschau*, v. 50, p. 595-605.
- De Cserna, Z., (1970): Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico. *in*: Seewald, K., and Sundeen, D., Eds., *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald, K. De Ford*: Midland, West Texas Geological Society, p. 99-117.
- De Cserna, Z., (1989): An outline of the geology of Mexico, in Bally, A.W., and Palmer, A.R., eds., *The Geology of North America-An overview*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. A, p. 233-264.
- Defant, M., and Drummond, M., (1990): Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere., *Nature*, v. 347, p. 662-665.
- Defant M. J., and Drummond, M. S., (1993): Mount St. Helenes Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, v. 21, p. 547-550.
- Defant, M., Richerson, P., De Boer, J., Stewart, R., Maury, R., Bellon, H., Drummond, M., Feigenson, M., and Jackson, T., (1991): Dacite Genesis via both Slab Melting and Differentiation: Petrogenesis of La Yeguda Volcanic Complex, Panama. *Journal of Petrology*, v. 32, p. 1101-1142.
- Deino, A. L., (2001): Users manual for Mass Spec v. 5.02. Berkley Geochronology Center Special Publication 1a, 119 p.
- DeMets, D. C., 1995, Reappraisal of sea floor spreading lineations in the Gulf of California -Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of the Pacific-North America motion. *Geophysical Research Letters*, v. 22, p. 3545-3548.
- Denison, R. E., Kenney, G. S., Burke, W. H. Jr., and Hetherington, E. A. Jr., (1969): Isotopic age of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin, Texas and their significance. *Geological Society of American Bulletin*, v. 80, p. 245-256.

- Denison, R. E., Burke, W. H. Jr., Hetherington, E. A., and Otto, J. B., (1970): Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, *in: The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt; Symposium in honor of professor Ronald K. Deford: West Texas Geological Society and the University of Texas at Austin*, p. 3-14.
- DePaolo, D. J., (1981): Trace element and isotopic effects of convined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189-202.
- Dickinson, W. R., (1975): Potash-depth (K-h) relations in continental-margin and intraoceanic magmatic arcs. *Geology*, v. 3, p. 53-56.
- Dickinson, W. R., and Snyder, W.R., (1978): Plate tectonics of the Laramide orogeny, *in: Matthews*, v. III ed., Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States. *Geological Society of America Memoir 151*, p. 355-366.
- Dickinson, W. R., and Lawton, T. F., (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, v. 113, n. 9, p. 1142-1160.
- Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., McKittrick, M. A., and Olivares, M. D., (1988): Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.
- Echánove, E. O., (1988): Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXXVIII, n. 1, 74 p.
- Eguiluz, De A. S., (1984): Tectónica cenozoica del norte de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 34, p. 41-62.
- Eguiluz, De A. S., (1997): Potencial gasífero de las rocas mesozoicas en la Cuenca de Sabinas, Estado de Coahuila, México, *in Oil and gas exploration and production in fold and thrust belts. American Association of Petroleum Geologists / Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Second Joint Hedberg Research Symposium Field Guide*, p. 1-14.
- Eguiluz, De A. S., (2001): Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, *in: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, p. 241-270.
- Eguiluz, De A. S., y Campa, M. F., (1982): El Geosinclinal Mexicano en el sector de San Pedro el Gallo, Durango. VI Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Libro de Resúmenes, p. 3.
- Eguiluz De A. S., Aranda, G. M., y Marrett, R., (2000): Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 1-26.
- Elías-Herrera, M., and Ortega-Gutiérrez, F., (1998): The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center - *Comment. Tectonophysics*, 292, p. 321-326.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., and Macias-Romo, C., (2000): Geologic and geochronologic data of the Guerrero terrane in the Tejuipilco area, southern Mexico: new constrains on its tectonic interpretation. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 13, p. 355-375.
- Enking, R.J., Mahoney, J.B., Baker, J., Kiessling, M., and Haugerud, R.A., (2002): Syntectonic Remagnetizations in the southern Methow block: Resolving large displacements in the southern Canadian Cordillera. *Tectonics* v. 21, [10.1029/2001TC001294].
- Engelbreton, D. C., Cox, A., and Gordon, R. G., (1984): Relative motions between oceanic plates of the Pacific basin. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10291-10310.
- Engelbreton, D. C., Cox, A., and Thompson, G. A., (1985): Correlation of plate motion with continental tectonics: Laramide to Basin-Range. *Tectonics*, v. 3, p. 115-119.
- English, J. M., and Johnston. S. T., (2004): The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces?. *International Geology Review*, v. 46, p. 833-838.
- English, J. M., Johnston, S. T., and Wang, K., (2003): Thermal modeling of the Laramide Orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 214, p. 619-632.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., and O'Nions, R. K., (1978): Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical Cosmochimical Acta*, v. 42, p. 1199-1212.
- Ferrari, L., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., y Rosas-Elguera, J., (1999): Tectónica y volcanismo Terciario en el centro de México: ¿Hasta donde queremos llegar con el Basin and Range?: *GEOS*, v. 19, n. 4, p. 312.
- Flawn, P. T., and Díaz, G. T., (1959): Problems of Paleozoic tectonics in north-central and northeastern México. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 43, p. 224-229.

- Flawn, P. T., Goldstein, A. Jr., King, P. B., and Weaver, C. E., (1961): The Quachita System. University of Texas Bureau of Economic Geology Publication 6120, 401 p.
- Fleck, R. J., Sutter, J. F., and Elliot, D. H., (1977): Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 15-32.
- Forster, H. J., Tischendorf, G., and Trumbull, R. B., (1997): An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, v. 40, p. 261-293.
- Freydier, C., Martínez, J., Lapierre, H., Tardy, M., and Coulon, C., (1996): The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western México). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center, *Tectonophysics*, v. 59, n. 4, p. 343-367.
- Frost, B., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., and Frost, C., (2001): A Geochemical Classification For Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, n. 11, p. 2033-2048.
- Fyson, W. K., (1980): Fold fabrics and emplacement of an Archean granitoid pluton, left Lake, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 325-332.
- García-Quintero, J. J., (2004): Cartografía y análisis estructural del intrusivo Las Tetillas, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 101 p.
- Garza, G. R., (1973): Modelo sedimentario del albio-cenomaniaco en la porción sureste de la plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila). *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXV, p. 311-340.
- Gilmer, A. K., (2001): Age and characterization of the Red Hills porphyry cooper-molybdenum deposit, Presidio country, Texas. University of Texas at Austin, Technical Sessions Abstract, 1 p.
- Goldhammer, R. K., (1999): Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.
- Goldhammer, R. K., and Johnson, C. A., (2001): Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, *in*: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*.: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 45-81.
- Goldhammer, R. K., Lehmann, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., and Johnson, C. R., (1991): Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guide-book. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.
- Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., and Lehmann, P. J., (1993): The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data, inverse and forward stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 318-359.
- Gomberg, J. S., Priestley, K. F., Masters, T. G., and Brune J. N., (1988): The structure of the Crust and upper mantle of northern México. *Geophysical Journal*, v. 94, p. 1-20.
- Gómez-Tuena, A., (2002): Control temporal del magmatismo de subducción en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: caracterización del manto, componentes en subducción y contaminación cortical., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México [Tesis de Doctorado], 113 p.
- González-Becerra, D. A., (2004): Cartografía y Análisis Estructural del intrusivo Cerro Providencia, Candela Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 120p.
- González-García, R., (1976): Bosquejo Geológico de la Zona Noreste. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 28, p. 1-50.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., and 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.
- Grand, S.P., Van Der Hilst, R.D., and Widiyantoro, (1997): Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth. *GSA Today*, v. 7, n. 4.
- Gregory, J. L., (1981): Volcanic stratigraphy and K-Ar ages of the Manuel Benavides area, northeastern Chihuahua, Mexico, and correlations with the Trans-Pecos Texas volcanic province. The University of Texas at Austin, [Master's thesis], 78 p.
- Gries, R., (1983): Oil and gas prospecting beneath Precambrian of foreland thrust plates in Rocky Mountains. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, n. 1, p. 1-26.
- Guineberteau, B., Bouchez, J. L., and Vigeneresse, J. L., (1987) : the mortagne granite pluton (France) empaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implications. *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 763 -770.

- Gunderson, R., Cameron, K., and Cameron, M., (1986): Mid-Cenozoic high-K calcalkalic and alkalic volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 737-753.
- Guzmán, E. J., and De Cserna, Z., (1963): Tectonic history of Mexico: In Childs, O. E. And Beebe, W. B., *Backbone of the Americas. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 2, p. 113-129.
- Haenggi, W. T., (2002): Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, n. 1, p. 38-94.
- Hamilton, W., (1988): Laramide crustal shortening, *in*: Schmidt, C. J., and Perry, W. J., eds., *Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt: Geological Society of America Memoir* 171, p. 27-40.
- Handschy, J. W. Keller, G. R., and Smith, K. J., (1987): The Ouachita system in northern Mexico. *Tectonics*, v. 6, p. 323-330.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R., (1987): Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, v. 235, p. 1156-1166.
- Harding, T. P., Vierbuchen, R. C., and Christie-Blick, N., (1985): Structural styles, plate tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults, *in*: Biddle, K., and Christie-Blick, N., eds., *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 31, p. 51-75.
- Haugerud, R. A., and Kunk, M. J., (1988): ArAr*, a computer program for reduction of ^{40}Ar - ^{39}Ar data. United States Geological Survey, Open File Report 88-261, 68 p.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Peate, D., McDermott, F., and Van Calsteren, P., (1977): Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes. *Chemical Geology*, v. 139, p. 207-221.
- Heller, P.L., and Paola, C., (1989): The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States western interior. *Geological Society of American Bulletin*, v. 101, p. 864-875.
- Hemming, S. R., and McLennan, S. M., (2001): Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 184 p. 489-503.
- Henderson, L. J., Gastil, R. G., and Engebretson, D. C., (1984): Mesozoic aseismic ridges on the Farallon plate and southward migration of shallow subduction during the Laramide orogeny. *Tectonics*, v. 3, p. 121-132.
- Hennings, P. H., (1994): Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico. *Tectonics*, v. 13, n. 6, p. 1445-1460.
- Henry, C. D., (1975): Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico. Austin Texas, University of Texas [Ph D. Thesis], 158 p.
- Henry, C. D., and Aranda-Gómez, J. J., (1992): The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C. D., and Aranda-Gómez, J. J., (2000): Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Ranges extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, v. 318 p. 1-26.
- Henry, C. D., Price, J. G., and James, E. W., (1991): Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from Continental Arc to Intraplate Extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13,545-13,560.
- Henry, C. D., and McDowell, F. W., (1986): Geochronology of magmatism in the Tertiary volcanic field, Trans-Pecos Texas. Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin, Guidebook 23, p. 99-122.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., Price, J. G., and Smyth, R. C., (1986): Compilation of potassium-argon ages of Tertiary igneous rocks, Trans-Pecos Texas. Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin, Geol. Circ. 86-2, 34 pp.
- Henry, C. D., Price, J. G., and Miser, D., (1989): Geology and Tertiary igneous activity of the Hen Egg Mountain and Christmas Mountains quadrangles, Trans-Pecos Texas. Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin, Report of Investigation 183, 105 pp.
- Hildreth, W., and Moorbath, S., (1988): Crustal Contributions to Arc Magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.
- Hochstaedter, A., Gill, J., Peters, R., Broughton, P., and Holden, P., (2001): Across-arc Geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab. *Geochemistry Geophysics and Geosystems*, 2 (2000GC000105).
- Humphrey, W. H., (1956): Tectonic framework of Northern Mexico, *in*: Gulf Coast Association of Geologists, *Society Transactions*, v. 6, p. 25-35.
- Humphrey, W. E., and Díaz, T., (1956): Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico.- Gulf Coast Association Geological, *Society Transactions*, v. 6, p. 32-34.

- Hutton, D. W. H., (1981): The Main Donegal granite: lateral wedging in a synmagmatic shear zone (abstract). *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 93.
- Imlay, R. W., (1937a): Geology of the Western part of Sierra de Parras. *Geological Society of American Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- Imlay, R. W., (1937b): Geology of the western part of the Sierra de Parras. Coahuila, México. *Geological Society of American Bulletin*, v. 48, p. 587-630.
- Imlay, R. W., (1938): Studies of the Mexican Geosyncline. *Geological Society of American Bulletin*, v. 49, p. 1651-1694.
- Iriondo, A., (2001): Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico. Colorado, University of Colorado [Ph D. Thesis], 222 p.
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick, J. A., and CRM, (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in México: United States Geological Survey / Consejo de Recursos Minerales Scientific Collaboration (Part I). Open-File Report 03-020, on line edition, 79 p.
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick, J. A., and CRM, (2004): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in México: United States Geological Survey / Consejo de Recursos Minerales Scientific Collaboration (Part II). Open-File Report 04-1444, 46 p.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Irving, E., Wynne, P. J., Thorkelson, D. J., and Schiarizza, P., (1996): Large (1000-4000 km) northward movements of tectonic domains in the northern Cordillera, 83 to 45 Ma. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 17,901-17,916.
- James, E. W., and Henry, Ch. D., (1991): Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. *Journal Geophysical Research*, v. 96, p. 13561-13575.
- James, E. W., and Henry, C. D., (1993): Southeastern extend of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by lead isotopes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 116-126.
- Jenkins, R., Gould, R. W., and Gedcke, D., (1982): *Qualitative X-Ray Spectrometry*. Marcel Dekker, New York, NY, 586 p.
- Jenner, G. J., Longerich, H. P., Jackson, S. E., and Fryer, B. J., (1990): ICP-MS A powerful tool for high precision trace element analysis in Earth sciences: Evidence from analysis of selected USGS References samples. *Chemical Geology*, v. 83, p. 133-148.
- Johnson, C. A., Gray, G. G., and Goldhammer, R. K., (1991): Structure and tectonics of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt near Monterrey, northeastern Mexico [Abstracts]: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 603.
- Johnson, S. E., Tate, M. C., and Fanning, C. M., (1999): New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Range batholith, Baja California, México: evidence for a suture?. *Geology*, v. 27, p. 743-746.
- Johnson, S. E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Vernon, R. H., Paterson, S. R., and Tate, M. C., (2003): Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Range batholith, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1933-1957.
- Jones, N. W., Dula, Fred, Long, L.E., and McKee, J. W., (1982): An exposure of A fundamental fault in Permian basement granitoids, VSM, Coahuila, México: *Geological Society of America Abstract With Programs*, v. 14, p. 523-524.
- Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tovar, J., Long, L. E., and Laudon, T. S., (1984): The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1226-1241.
- Jones, N. W., Lopez, R., and Cameron, K. L., (1995): Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México. *Geological Society of America Abstract With Programs*, v. 27, n. 6, p. 388.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., and Ando, C.J., (1983): Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 341-361.
- Jurdy, D. M., (1984): The subduction of the Farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions. *Tectonics*, v. 3, p. 107-113.
- Karlstrom, K. E., and Daniel, C.G., (1993): Restoration of Laramide right-lateral strike slip in northern New Mexico by using Proterozoic piercing points: Tectonic implications from the Proterozoic to the Cenozoic. *Geology*, 21, n. 12, p. 1139.

- Keith, S. B., (1982): Paleoconvergence rates determined from K₂O/SiO₂ ratios in magmatic rocks and their application to Cretaceous and Tertiary tectonic patterns in southwestern North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 524-532.
- Kelleher, J., and McCann, W., (1976): Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, p. 4885-8900.
- Kelleher, J., and McCann, W., (1977): Bathymetric highs and the development of convergent plate boundaries, in Talwani, M., and Pitman, W. C., III, eds., *Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins*. American Geophysical Union Maurice Ewing Series, v. 1, p. 115-122.
- Keller, G. R., Kruger, J. M., Smith, K. J., and Voight, M. R., (1989a) : The Ouachita system : A geophysical overview. In : R. D. Hatcher, W. A. Thomas and G. W. Viele, (eds.). *The Appalachian-Ouachita orogen in the United States*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, F-2, p. 689-693.
- Keller, G. R., Braile, L. W., McMechan, G. A., Thomas, W. A., Harder, S. H., Chang, W. F., and Jardine, W. G., (1989b): Paleozoic continent-ocean transition in the Ouachita Mountains imaged from PASSCAL wide-angle seismic reflection-refraction data. *Geology*, v. 17, p. 119-122.
- Kellum, Lewis B., Imlay, R. W., and Kane, W. G., (1936): Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part 1, Relation of Structures, Stratigraphy and Igneous Activity to an Early Continental Margin. *Geological Society of America Bulletin*, v.47, p. 969-1008.
- Keppie, D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. *Internacional Geology Review*, v. 46, p. 765-794.
- Kulik, D. M., and Schmidt, Ch, J., (1988): Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland. *Geological Society of America Memoir* 170, p. 75-98.
- Lamourux, C., Soula, J. C., Deramond, J., and Roddaz, B., (1980): Shear zones in the granodioritic massifs of the central Pyrenees and the behavior of these massifs during Alpine orogenesis. *Journal of Structural Geology*, v. 2, p. 49-53.
- Laudon, R. C., (1984): Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo Leon Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1219-1225.
- Lawton, T. F., Vega-Vera, F. J., Giles, K. A., and Rosales-Domínguez, C. (2001): Stratigraphy and origin of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico. In: C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Bains, and Petroleum Systems*. American Association of Petroleum Geologists *Memory* 75, p. 219-240.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., and Banner, J., (1999): Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 7, p. 1010-1029.
- Lipman, P. W., (1980): Cenozoic volcanism in the western United States- Implications for continental tectonics, in Burchfield, B. C., Oliver, J. E., y Silver, L. T., eds., *Continental tectonics*. National Academy of Sciences, p. 161-174.
- Lipman, P. W., Prostka, H. J., and Christiansen, R. L., (1971): Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks. *Science*, v. 174, p. 821-825.
- Lister, J. R., and Kerr, R. C., (1991): Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research*, B96: p. 10,049-10,077.
- Livaccari, R. F., Burke, K., and Sengor, A. M. C., (1981): Was the Laramide orogeny related to the subduction of an oceanic plateau. *Nature*, v. 289, p. 276-278.
- Longoria, J. F., (1984): Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin, *in*: Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., y Moore, C. H., eds., *The Jurassic of the Gulf Rim*. Austin Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, *Proceedings of the Third Annual Research Conference*, p. 171-193.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, *in*: Dauphin, J.P., and Simoneit, B. R. T., eds., *Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. Ammerican Association of Petroleum Geologists *Memoir* 47, p. 85-125.
- López, R., Cameron, K. L., and Jones, N. W., (2001): Evidence for paleo-Proterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, v. 107, p. 195-214.
- López-Infanzón, M., (1991): Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, México. Tulane University, New Orleans [Master Sciences Thesis].
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S. P., Giron, P., Velasco, F., Moran-Zenteno, D., Viera, F., y Chávez, G., (1995): Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, v. 1, p. 2003-208.

- Luhr, J. F., Henry, C. D., Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., and McIntosh, W. C., (2001): Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico). *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 6, p. 760-773.
- Luyendyk, B. P., (1970): Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3411-3416.
- Mahmood, A., (1985): Emplacement of the Zaer pluton, Morocco. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 931-939.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Marshak, S., Karlstrom, K., and Timmons, J. M., (2000): Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology* v. 28, n. 8, p. 735-738.
- Martin, H., (1999): Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524, CNRS-Université Blaise Pascal, Département de Géologie, 5, rue Kessler, 63038. Clermont-Ferrand Cedex France. Lithos*, p. 411-429.
- Marton, G., and Buffler, R.T., (1993): The southeastern Gulf of Mexico in the framework of the opening of the Gulf of Mexico basin, in Pindell, J.L., and Perkins, B.F., eds., *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: A context for hydrocarbon exploration*. Gulf Coast Section, SEPM Foundation, 13th Annual Research Conference Proceedings, p. 51-67.
- Marton, G., and Buffler, R. T., (1994): Jurassic reconstruction of the Gulf of México basin. *International Geology Review*, v. 36, p. 545-586.
- May, P. R., (1971): Pattern of Triassic-Jurassic dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift positions of the continents. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 1285-1292.
- McBride, E. F., Weidie, Jr, A. L., and Wolleben, J. A., (1975): Deltaic and associated deposits of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa basins, northeastern México, *in*: Broussard, M. L. S., ed., *Deltas*. Houston, Houston Geological Society, p. 485-522.
- McBride, E. F., Weidie, A. E. Jr., y Wolleben, J. A., and Laudon, R. C., (1974): Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1603-1622.
- McCulloch, M. T., and Gamble, J. A., (1991): Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 102, p. 358-374.
- McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E., and Hofmann, A. W., (1991): K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- McDowell, F. W., and Keizer, R. P., (1977): Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1479-1486.
- McDowell, F. W., and Clabaugh, S. E., (1981): The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Geología Revista*, v. 5, n. 2, p. 185-206.
- McDowell F. W., and Mauger, R. L., (1994): K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 118-132.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., and Connelly, J. N., (2001): Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 4, p. 521-531.
- McKee, J. W., and Jones, N. W., (1979): A large Mesozoic Fault in Coahuila, Mexico. *Geological Society of America, Abstracts With Programs*, v. 11, p. 476.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Long, L. E., (1984): History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. *Geology*, v. 12, p. 103-107.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Anderson, T. H., (1988): Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, v. 16, p. 37-40.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and 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.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Anderson, T. H., (1999): Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México. *In* Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340, p. 161-189.

- McKnight, J. (1963): Igneous rocks of Sombrerito area, northern Sierra de Picachos, Nuevo Leon, Mexico. Austin, Texas, University of Texas [Master Sciences Thesis], 83 p.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., Mcculloch, M. T., and Maynard, J. B., (1990): Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidities: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2015-2050.
- Meiburg, P., (1987): Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. *El Cretácico de México y América Central. Simposio Internacional. Actas Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León*, n. 2, p. 197-199.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., and Albarede, F., (1985), Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 601-610.
- Mickus, K., and Montana, C., (1999): Crustal structure of northeastern México revealed through the analysis of gravity data, *in*: Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, p. 357-371.
- Middlemost, E.A.K., (1997): *Magma, Rocks and Planetary Development*. Logman, Harlow, 299 p.
- Miller, D. M., Goldstein, S. L., and Langmuir, C., (1994): Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of Pb in the continents. *Nature*, v. 368, p. 514-520.
- Miyashiro, A., (1978): Nature of alcaic volcanic rocks series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 66, p. 91-104.
- Molina-Garza, R. S., (2005): Paleomagnetic Data For The Late Triassic Acatita Intrusives, Coahuila, México: Tectonic Implications", *Geofísica Internacional (aceptado)*.
- Molina-Garza, R. S., and Geissman, J. W., (1996): Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data. *Geology*, v. 24, p. 1131-1134.
- Molina-Garza, R. S., and Geissman, J. W., (1999): Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implications for Cordillera tectonics and the Mojave-Sonora megashear. *Tectonics*, v. 18, p. 293-325.
- Molina-Garza, R. S., Arvizu-Gutiérrez, I. R. y Chávez-Cabello, G., (2003): Paleomagnetismo de la Fm. Palomas (Jurásico) y granitoides permo-triásicos, sur de Coahuila: Implicaciones Tectónicas. *GEOS*, v. 23, n. 2, p. 112.
- Molnar, P., and Atwater, T., (1978): Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 330-340.
- Montemayor-Sánchez, I., (2003): Análisis de la deformación en el Valle de San Marcos, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de licenciatura], 98 p.
- Montemayor-Sánchez, I., Chávez-Cabello, G., Cossío-Torres, T., Aranda-Gómez, J. J. y Jenchen, U., (2002): Cartografía y análisis estructural del Valle de San Marcos, Coahuila, México. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes. *GEOS*, v. 22, n. 2, p. 177.
- Moore, E. M., and Twiss, R. J., (1995): *Tectonics*, W. H. Freeman and company, 415 p.
- Morán-Zenteno, D.J., (1994): The geology of the Mexican republic: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, n. 39, 160 p.
- Morán-Zenteno D., Tolson G., Martínez-Serrano R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., and Solís-Pichardo, G., (1999): Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 513-535.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Albave, L., Hernández-Bernal, M., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., y Silva-Romo, G., (2000): Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIII, No. 1, p. 27-58.
- Moreno, F. A., Mickus, K. L., and Keller, G. R., (2000): Crustal structure and location of the Ouachita orogenic belt in northern México. *Geofísica Internacional*, v. 39, n. 3, p. 229-246.
- Morton-Bermea, O., (1990): Zur Petrologie des Alkali-Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo León, Mexiko). Karlsruhe, Deutschland, Universität Karlsruhe [Diplomarbeit], 114 p.
- Morton-Bermea, O. (1995) : Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplexes von Monclova-Candela (Mexiko). Hamburg, Deutschland, Universität Hamburg [Doktorgrade], 100 p.
- Morton-Bermea, O., y Alther, R., (1991): Petrología de las rocas Rocas Alcalinas del Complejo Intrusivo de la Sierra de Picacho (Nuevo León, México). *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares*, v. 6.

- Morton-Bermea, O., Hernández, A. E., Lounejeva, E., y Armienta, M. A., (1997): Desarrollo y aplicación de un método analítico para la determinación de Lantánidos en materiales geológicos por ICP-MS. *Actas INAGEQ*, v. 3, p. 259-264.
- Mueller, P. A., Heatherington, A. L., Wooden, J.L., Shuster, R. D., Nutman, A. P., Williams, I. S., (1994): Precambrian zircons from the Florida basement: Gondwanan connection. *Geology*, v. 22, 119-122.
- Murray, G.E., Weidie, A. E. Jr., Boyd, D. R., Forde, R. H., and Lewis, P. D. Jr., (1962): Formational subdivision of the Difunta Group, Parras basin, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 46, p. 374-383.
- Nick, K., (1988): Mineralogische, gechemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (México). Karlsruhe, Deutschland, Universität Karlsruhe [Doktorgrade], 167 p.
- Nieto-Samaniego, A. F., and Alaniz-Álvarez, S. A., (1997): Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns. *Tectonophysics*, v. 270, p. 197-206.
- Oldow, J. S., Bally, A. W., and Ave' Lallemand H. G., (1990): Transpression, Orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, v. 18, p. 991-994.
- Oliver, N., and Wall, V., (1987): Metamorphic plumbing system in Proterozoic calc-silicates, Queensland, Australia. *Geology*, v. 15, p. 793-796.
- Orozco-Ezquivel, M. T., (1995): Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, Mexiko. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus. Karlsruhe, Deutschland, Universität Karlsruhe [Doktorgrade], 167 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., and Speed, R. C., (1994): Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *in*: Speed, R. C., ed., Phanerozoic evolution of North America continent-ocean transitions. Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transect Series, p. 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., (1995): Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North American during the late Paleozoic. *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Ortega-Rivera, M. A., Farrar, E., Hanes, J. A., Archibald, D. A., Gastil, R. G., Kimbrough, D. L., Zentilli, M., López-Martínez, M., Féraud, G., and Ruffet, G., (1997): Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, México, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, n. 6, p. 728-745.
- Ortuño-Arzáte, S., Xavier, J.P., y Delfaud, J., (1992): Análisis tectono-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite Landsat MSS. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 24, n. 1, p. 11-45.
- Padilla y Sánchez, R. J., (1982): Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México. Austin, Texas, University of Texas [Ph D. Thesis], 217 p.
- Padilla y Sanchez, R. J., (1985): Las Estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 1-20.
- Padilla y Sánchez, R. J., (1986): Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México. *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-206.
- Passchier, C. W, and Trouw, R. A. J., (1996): *Microtectonics*. Ed. Springer. 289 p.
- Paterson, S. R., (1988): Cannibal Creek granite: Post-tectonic "Ballooning" pluton or Pre-tectonic piercement diapir?. *Journal of Geology*, v. 15, p. 191-206.
- Paterson, S. R., and Tobisch, O. T., (1988): Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria. *Geology*, v. 16, p. 1108-1111.
- Paterson, S. R. and Fowler, K. Jr., (1993): "Reexamining pluton emplacement processes." *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 191-206.
- Paterson, S. R., Vernon, R.H., and Tobisch, O.T., (1989): A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 349-363.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H, and Fowler, T. K. Jr., (1991): Aureole Tectonics, in Kerrick, D. M. (ed) *Contact Metamorphism*. Mineralogical Society of America, Mineral Review, v. 26, p. 673-722
- Paterson, S. R., Fowler, T. K. Jr., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., and Miller, R. B. (1998): Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, v. 44, p. 53-82.
- Peacock, S., (1996): Thermal and Petrologic Structure of Subduction Zones, *in*: Subduction Top to Bottom, edited by G. Bebout, D. Scholl, S. Kirby, y J. Platt, Washington, D. C.
- Peacock, S., Rushmer, T., and Thompson, A., (1994): Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planetary Sciences Letters*, v. 121, p. 227-244.

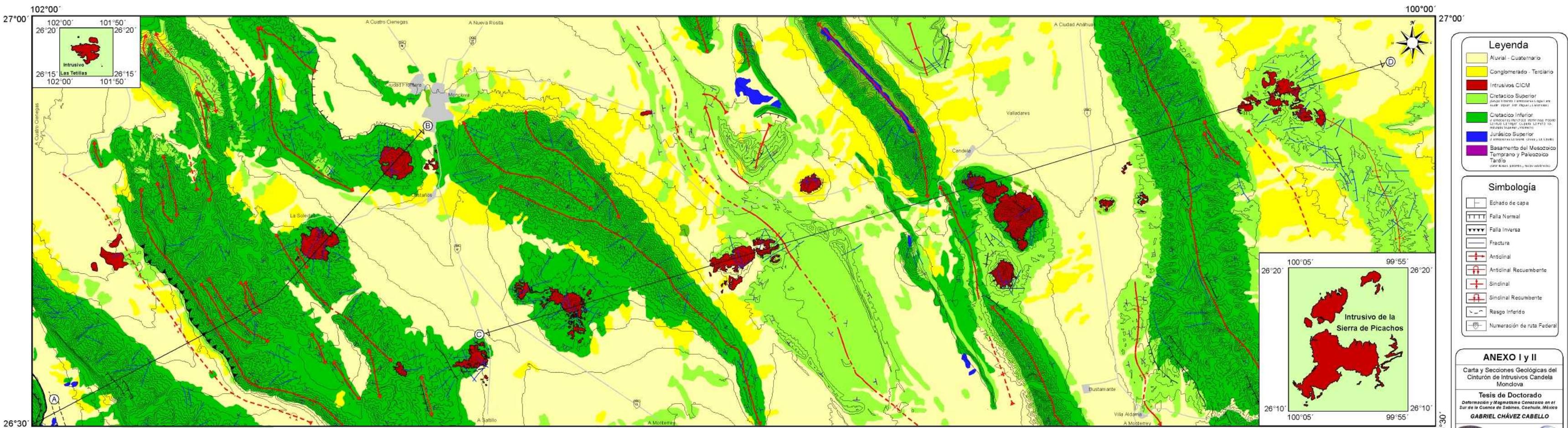
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 25, p. 956-983.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R., (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- PETDB database, (2001): Geochemical database of the Ocean Floor. <http://petdb.ldeo.columbia.edu/>.
- Peterson-Rodríguez, R.E., (2001): Análisis estructural en el anticlinorio de La Casita, Sierra de Parras, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Maestría], 173 p.
- Pilger, R. H. Jr., (1981): Plate reconstruction, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes: *Geological Society of American Bulletin*, Part I, v. 92, p. 448-456.
- Pindell, J. L., (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Pindell, J. L., (1993): Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution, *in*: Pindell, J.L., and Perkins, B.F., eds., *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region*. Gulf Coast Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Foundation, 13th Annual Research Conference, p. 251-274.
- Pindell, J. L., and Dewey, J. F., (1982): Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.
- Pindell, J. L., and Barrett, S. F., (1990): Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, *The Geology of North America*, v. H, The Caribbean Region. The Geological Society of America, p. 405-432.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J., and Haxby, W., (1988): A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Pitcher, W. S., and Berger, A. R., (1972): *The Geology of Donegal: A Study of Granite Emplacement and Unroofing*. John Wiley, New York, 435 p.
- Plank, T., and Langmuir, C., (1988): An evaluation of the global variations in the major elements chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 349-370.
- Plank, T., and Langmuir, C., (1998): The Chemical composition of subducting Sediment and its consequences for the Crust and Mantle. *Chemical Geology*, v. 145, p. 325-394.
- Porrás-Vázquez, M. A., (2002): Cartografía y análisis estructural del intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 123 p.
- Price, R. A., (1981): The Cordillera foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains, *in*: McClay, K., Ed., *Thrust and Nappe Tectonics*: Geological Society of London, Special Publication 9, p. 427-448.
- Premo, W. R., Iriando, A., and Nourse, J. A., (2003): U-Pb Zircon Geochronology of Paleoproterozoic basement in northwestern Sonora, México: Evidence for affinity to SW United States Provinces. *The Geological Society of America*, 99 Annual meeting, Cordilleran Section. Puerto Vallarta, México, v. 35, n. 4., p. 67.
- Rapp, R., Shimizu, N., Norman, M., and Applegate, G., (1999): Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, v. 160, p. 335-256.
- Rickwood, P. C., (1989): Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, v. 22, p. 247-263.
- Robin, C., (1982): Relations volcanologie-magnetologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain. (Axe Trans-mexicain et Province Alcaline Orientale). *Annual Sciences De l'Université Clermont-Ferrand II*, 70: 503 p.
- Robin, C., and Tournon, J., (1978): Spatial relations of andesitic and alkaline province in México and Central América. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 15, p. 1633-1641.
- Roddick, J. C., (1983): High precision calibration of ⁴⁰Ar-³⁹Ar standards. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 47, p. 887-898.
- Rogers, C. L., De Cserna, Z., Van Vloten, R., Tavera-Amezcuá, E., y Ojeda-Rivera, J., (1961): Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí. *Consejo de Recursos Naturales no Renovables Boletín*, n. 56, 322 p.
- Rogers, G., Saunders, A. D., Terrell, D. J., Verma, S. P., and Marriner, G. F., (1985): Geochemistry of holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, México. *Nature*, v. 315, p. 389-392.
- Rollinson, H. R., (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, discriminating between tectonic environments using geochemical data*. Longman Scientific and Technical, Essex, 352 p.

- Ross, M. I., and Scotese, C. R., (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.
- Rudnick, R. L., and Cameron, K. L., (1991): Age diversity of the deep crust in northern México. *Geology*, v. 19, p. 1197-1200.
- Saleeby, J. B., (1990): Progress in tectonic and petrogenetic studies in an exposed cross-section of young (~100 Ma) continental crust, southern Sierra Nevada, California. *In*: Salisbury, M.H., Fountain, D.M. (Eds), *Exposed Cross-sections of the Continental Crust*, NATO Advanced Studies Institute/Kluwer Academic, Dordrecht, p. 137-158
- Sales, J. K., (1968): Cordilleran foreland deformation: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 2000-2015.
- Salvador, A., (1987): Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Salvador, A., (1991a): The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, 568 p.
- Salvador, A., (1991b): Triassic-Jurassic: in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 131-180.
- Salvador, A., (1991c): Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 389-444.
- Santamaría, O. D., Ortuño, A. F., Adatte, T., Ortíz, U. A., Riba, R. A., & Franco, N.S., (1991): Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila: Instituto Mexicano del Petróleo internal report.
- Saunders, A. D., Rogers, G., Marriner, G. F., Terrell, D. J., and Verma, S. P., (1987): Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, México: implications for the petrogenesis of postsubduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 32, p. 223-245.
- Sawlan, M. G., and Smith, J. G., (1984): Petrologic characteristics, age and tectonic settings of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, México: *In*: Frizzel, V. A. (Ed.), *Geology of the Baja California peninsula*. Pacific Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 237-251.
- Schmidt, K. L., and Paterson, S. R., (2002): A doubly vergent fan structure in the Peninsular Range batholith: transpression or local complex flow around a continental margin buttress?. *Tectonics*, v. 21, p. 141-149.
- Scott, R. W., (1993): Cretaceous carbonate platform, U.S. Gulf Coast, in Simo, J.A.T., Scott, R.W., and Masse, J.P., eds., *Cretaceous carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p. 97-110.
- Scott, R. W., Frost, S. H., and Shaffer, B. L., (1988): Early Cretaceous sea-level curves, Gulf Coast and southeastern Arabia, *in*: Wilgus, S., Hasting, B., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea level changes-An integrate approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 275-284.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. C., (1993): Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Severinghaus, J., and Atwater, T. M., (1990): Cenozoic geometry and thermal condition of the subducting slabs beneath western Northamerica, *in*: Wernicke, B., ed., *Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada*. Geological Society of America Memoir 176, p. 1-22.
- Sewell, C. R., (1968): The Candela and Monclova belts of igneous intrusions, a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, Mexico. (Abstract). Annual Meeting of the Geological Society of America, Abstract With Programs, p. 273.
- Silver, L. T., and Anderson, T. H., (1974): Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin, Geological Society of America, Abstract With Programs, v. 6, p. 955.
- Silver, L. T., and Chappell, B. W., (1988). The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A79*: p. 105-121.
- Smith, C. I., (1981): Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook 81-74, p. 1-27.
- Smith, R. D., (1993): The Agua de Mayo Mid-Cenozoic Volcanic Group and related xenoliths from La Olivina SE Chihuahua, Mexico. University of California Santa Cruz, USA [Master Sciences Thesis], 112 p.
- Smith, R. D., Cameron, K. L., McDowell, F. W., Miemeyer, S., and Sampson, D. E., (1996): Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central México: evidence

- from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 375-389.
- Snee, L. W., Sutter, J. F., and Kelly, W. C., (1988): Thermochronology of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite. *Economic Geology*, v. 83, p. 335-354.
- Soegaard, K., Giles, K. A., Vega-Vera, F. J., and Lawton, T. F., (1997): Structure, stratigraphy, and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Guidebook to Fieldtrip 10*, 136 p.
- Stadler, R., Foley, S., Brey, G., and Horn, I., (1998): Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 °C and 3.0-5.7 Gpa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 1781-1801.
- Staudacher, T., Jessberger, E. K., Dorflinger, D., and Kiko, J., (1978): A refined ultrahigh-vacuum furnace for rare gas analysis. *J. Phys. E: Science Instruments*, v. 11, p. 781-784.
- Staudé J. G., and Barton, M. D., (2001): Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern México. *Geological Society of American Bulletin*, v. 113, n. 10; p. 1357 – 1374.
- Steiger, R. H., and Jäger, E., (1977) : Subcommission on geochronology : Convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stewart, J. H., (1998): Regional characteristics, tilt domains, and extension history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, *in*: Faulds, J.E., and Stewart, J.H., eds., *Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province*. Geological Society of America Special Paper 323, p. 47-74.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., and López, R., (1999): Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, *in*: Ramos, V. A., and Keppie, J. D., eds., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 336, p. 227-252.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V., 1989, Pre-Pleistocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, v. 8, p. 99-115.
- Streckeisen, A. L., (1976): To each plutonic rock its proper name. *Earth and Science Review*, v. 12, p. 1-33.
- Sun, S.S., (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridge, ocean island and island arcs. *Philosophical Transactions Royal Society*, A297, p. 409-445.
- Suter, M., (1984): Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, v. 95, p. 1387-1397.
- Suter, M., (1987): Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, v. 98, p. 249-264.
- Suter, M., (1991): State of stress and active deformation in México and western Central America, *in* D. B. Slemmons, E. R. Engdahl, M. D. Zoback, and D. D. Blackwell, eds., *Neotectonics of North America*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 401-421.
- Sylvester, A. G., (1988): Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.
- Sylvester, A. G., Ortel, G., Nelson, C. A., and Chistlie, J. M., (1978): Papoose Flat pluton: a granite blister in the Inyo Mountains, eastern California. *Geological Society of American Bulletin*, v. 89, p. 1202-1219.
- Tardy, M., (1973): Sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila: El Cabalgamiento de la Serie Parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 34, 1 y 2. p. 63-70.
- Tardy, M., (1975): La nappe de Parras: un Traité Essentiel de la Structure Larammienne du Secteur transverse de la Sierra Madre Oriental, México. *Bulletin of the Geological Society of France*, v. XVII: p. 77-87.
- Tardy, M., (1980) : Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445 p.
- Tardy, M., Sigal, J., y Glacon, G., (1974): Bosquejo sobre la estratigrafía y la Paleogeografía de los flysch cretácicos del sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie divulgación, n. 2, p. 12-28.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B. Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, R.J., Talavera, M.O. Ortiz, H.E., Stein, G., Bourdier, J.L., & Yta, M., (1994): The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval terranes (the Greater Antills and the Eastern Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.

- Terrazas-Calderón, G. D., (2002): Cartografía, petrografía y geoquímica del intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 102 p.
- Todd, R. G., and Mitchum, R. M. Jr., (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 8: Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore west Africa, in Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum geologists Memoir 26, p. 145-163.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., and Grajalés, J. M., (1999): A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, *in*: Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.
- Tovar-Cortés, J. A., (2002): Geología y geoquímica del intrusivo Cerro Marcelinos, porción occidental del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana: Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 139 p.
- Tovar-Cortés, J. A., Chávez-Cabello, G., Morton-Bermea, O., Porras-Vázquez, M. A., Cano-González, A., Terrazas-Calderón, G. D., y Valdez-Reyes, M. A., (2001): Geología y Geoquímica del Intrusivo Cerro Marcelinos, cinturón Candela-Monclova, provincia alcalina oriental Mexicana. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A. C., Boletín informativo, Resúmenes y programas, v. 21, n. 3. p. 233.
- Unrug, R., (1997): Rodinia to Gondwana supercontinent assembly. GSA Today, Geological Society of America 7 (1), 1-6.
- Urrutia-Fucugauchi, J., (1986): Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the Northwestern México magmatic arc zone. Geofísica Internacional, v. 25-1, p. 61-84.
- Vail, P. R., Hardenbol, J., and Todd, R. G., (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, in Schlee, J.S., ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129-144.
- Valdez-Moreno, G., (2001): Geoquímica y petrología de las rocas ígneas de los Campos Volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología [Tesis de Maestría], 128 p.
- Valdez-Reyes, M.A., (2002): Petrografía y geoquímica del intrusivo Cerro Providencia, margen este del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana: Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 109 p.
- Valencia, M. M., Ruíz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson D. G., and Roldán-Quintana, J., (2001): A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. Geological Society of American Bulletin, v. 113; n. 11; p. 1409-1422.
- Van Der Voo, R., Mauk, F. J., and French, R. V., (1974): Permian Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico. Geology, v. 4, p. 177-180.
- Vega-Vera, F. J., and Perrilliat, M. C., (1989a): On a new species of Venecardia from the lower Eocene in northeastern México (Difunta Group). Tulane Studies in Geology and Paleontology, v. 22, p. 101-106.
- Vega-Vera, F. J., y Perrilliat, M. C., (1989b): La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 67-70.
- Vega-Vera, F. J., and Perrilliat, M. C., (1992): Freshwater gastropods from lower Eocene Difunta Group, northeastern México. Journal of Paleontology, v. 66, p. 603-609.
- Vega-Vera, F. J., and Perrilliat, M. C., (1995): On some Paleocene invertebrates from the Potrerillos Formation (Difunta Group), northeastern México. Journal of Paleontology, v. 69, p. 862-869.
- Vega-Vera, F. J., Mitre-Salazar, L. M., y Martínez-Hernández, E., (1989): Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Grupo Difunta (Cretácico superior-Terciario) en el noreste de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 179-187.
- Verma, S. P., Lozano, P., Giron, P., y Velasco, F., (1996): Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativos de elementos traza en rocas ígneas. Actas INAGEQ, v. 2, p. 237-242.
- Vernon, R. H., and Paterson, S. R., (1993): The Ardara granite, Ireland: deflating an expanded intrusion. Lithos, v. 31, p. 17-31.
- Viera-Decida, F., (1998): Delimitación, Petrografía y Geoquímica de los cuerpos Intrusivos del rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 96 p.

- Wall, J. R.; Murria, G. E., and Díaz, G. T., (1961): Occurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 45, p. 1504-1522.
- Wasserburg, G. J., Jacobsen, S. B., De Paolo, D. J., McCulloch, M. T., and Wen, T., (1981), Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 2311-2323.
- Weidie, A. E., Wolleben, J. A., and McBride, E. F. (1970): Regional Geologic framework of northeastern México, in Butler, J. B., ed., *Hidalgo Canyon and La Popa Valley*. Spring Field Conf.: Corpus Christi Geological Society, p. 5-16.
- Wilson, B. M., (1989): *Igneous petrogenesis*. London: Chapman & Hall, 466 p.
- Wilson, J. L., (1990): Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México.- a review: in: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central*. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, México. v. 4, p. 5-45.
- Wilson, J. R., and Ward, W. C., (1993): Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J.P., eds., *Cretaceous carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p. 35-50.
- Wilson, J. R., Ward, W. C., and Finneran, J., (1984): A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast México. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 76 p.
- Winkler, C. D., and Buffler, R. T., (1988): Paleogeographic evolution of early deep water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, p. 318-346.
- Woodward, L. A., Anderson, O. J, and Lucas, S. G., (1997): Mesozoic stratigraphic constraints on Laramide right slip on the east side of the Colorado Plateau. *Geology*, v. 25, n. 9, p. 843-846.
- Wynne, P. J., Enkin, R. J., Baker, J., Johnston, S. T., and Hart, C. J. R., (1998): The big flush-paleomagnetic signature of a 70 Ma regional hydrothermal event in displaced rocks of the northern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 657-671.
- Xiong, X., Zhao, Z., Bai, Z., Mei, H., Wang, Y., Wang, Q., Xu, J., Niu, H., and Bao, Z., (2001): Adakite-type sodium-rich rocks in Awulale Mountain of west Tianshan: Significance for the vertical growth of continental crust. *Chinese Science Bulletin*, v. 46, n. 10. p. 811 – 817.
- Ye, H., (1997): The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin: in: *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico*. American Association of Petroleum Geologists Field Trip # 10, p. 85-115.
- Yurewicz, D. A., Marler, T. B., Meyerholtz, K. A., and Siroky, F. X., (1993): Early Cretaceous carbonate platforms, north rim of the Gulf of Mexico, Mississippi and Louisiana, in: Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J. P., eds., *Cretaceous carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p. 81-96.



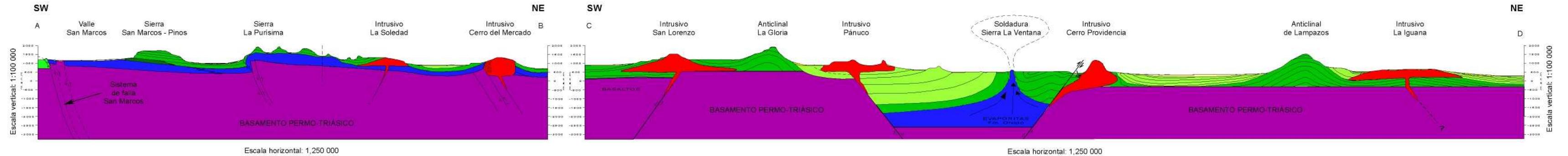
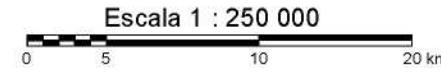
Legenda

- Aluvial - Cuaternario
- Conglomerado - Terciario
- Intrusivos CICM
- Cretácico Superior
(Grupo Candela y Grupo La Gloria en el Sur del Estado de Coahuila)
- Cretácico Inferior
(Grupo La Gloria y Grupo La Soledad en el Sur del Estado de Coahuila)
- Jurásico Superior
(Grupo La Gloria y La Soledad)
- Basamento del Mesozoico Temprano y Paleozoico Tardío
(Grupo La Gloria, La Soledad, La Soledad y La Soledad)

Simbología

- Echnado de capa
- Falla Normal
- Falla Inversa
- Fractura
- Anticlinal
- Anticlinal Recumbente
- Sindinal
- Sindinal Recumbente
- Rasgo Infrido
- Numeración de ruta Federal

ANEXO I y II
 Carta y Secciones Geológicas del Cinturón de Intrusivos Candela Mondova
 Tesis de Doctorado
 Deformación y Magmatismo Cenozoico en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México
GABRIEL CHÁVEZ CABELLO
 Centro de Geociencias
 Juriquilla, Qro. Marzo de 2005



ANEXO III

Datos de elementos mayores en % de peso y de elementos traza en partes por millón, determinados por Fluorescencia de Rayos-X e ICP-MS (tierras raras).

La base de datos se compone de 156 muestras. Detalles sobre los métodos analíticos y errores en las determinaciones analíticas de las rocas analizadas en la presente tesis, se incluyen en el punto 7.2 del Capítulo VII

Muestras que componen la base de datos:

- 10 muestras con clave "S" que corresponden al intrusivo La Soledad y que fueron tomadas de Cano-González (2002).
- 9 muestras con clave "PP" que corresponden al intrusivo Providencia y que fueron tomadas de Valdez-Reyes (2002).
- 10 muestras con clave "M" que corresponden al intrusivo Cerro del Mercado y que fueron tomadas de Terrazas-Calderón (2002).
- 9 muestras con clave "R" que corresponden al intrusivo Cerro Marcelinos y que fueron tomadas de Tovar-Cortés (2002).
- 11 muestras con clave "CZ" que corresponden al intrusivo Cerro Marcelinos y que fueron tomadas de Morton-Bermea (1995).
- 38 muestras con clave "CM" que corresponden al intrusivo Cerro del Mercado y que fueron tomadas de Morton-Bermea (1995).
- 12 muestras con clave "CP" que corresponden al intrusivo Cerro Providencia y que fueron tomadas de Morton-Bermea (1995).

9 muestras con clave "CI" que corresponden al intrusivo El Carrizal y que fueron tomadas de Morton-Bermea (1995).

7 muestras con clave "CC" que corresponden al intrusivo Cerro Colorado y que fueron tomadas de Morton-Bermea (1995).

5 muestras con clave "SP" que corresponden a la Sierra de Picachos y que fueron generadas en la presente investigación.

7 muestras con clave "OM" que corresponden a la Sierra de Picachos y que fueron tomadas de Morton-Bermea (1990).

13 muestras con clave "LC" que corresponden al intrusivo Las Tetillas y que fueron tomadas de Cavazos-Tovar (2004).

4 muestras con clave "SL" que corresponden al intrusivo San Lorenzo y que fueron generadas en la presente investigación.

2 muestras con clave "LR" que corresponden al intrusivo La Reforma, 2 muestras con clave "EP" que corresponden al intrusivo Pánuco, una muestra con clave "CCP" que corresponden al intrusivo Cerro Colorado de Pánuco, una muestra con clave "EC" que corresponden al intrusivo El Carrizal, dos muestras con clave "EL" que corresponden a los Cerros Lobo, una muestra con clave "CB" que corresponde al intrusivo Cerro Boludo, una muestra con clave "CC" que corresponde al intrusivo Cerro Colorado y dos muestras con clave "LI" que corresponden al intrusivo La Iguana; todas estas del CICM generadas durante la presente investigación.

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	S02	S04	S06	S07	S09	S12	S15	S17	S18	S22
Localización	101° 35' 41"	101° 36' 16"	101° 34' 56"	101° 34' 29"	101° 35' 25"	101° 35' 24"	101° 35' 04"	101° 35' 00"	101° 35' 20"	101° 35' 58"
de muestras	26° 44' 36"	26° 44' 15"	26° 43' 37"	26° 43' 41"	26° 43' 26"	26° 43' 41"	26° 44' 21"	26° 42' 58"	26° 43' 03"	26° 43' 07"
SiO ₂	53.64	60.99	51.93	58.02	60.99	52.59	48.66	48.10	57.82	62.28
TiO ₂	0.84	0.50	0.98	0.57	0.32	0.75	0.95	1.03	0.45	0.30
Al ₂ O ₃	18.15	19.17	17.35	18.62	20.13	17.89	16.55	15.61	20.98	19.43
Fe ₂ O ₃	4.70	2.91	4.93	3.93	2.38	4.22	4.83	5.95	3.03	2.24
FeO	4.15	1.55	4.27	2.60	0.86	3.47	5.86	5.02	1.35	0.86
MnO	0.10	0.20	0.18	0.18	0.26	0.23	0.20	0.21	0.21	0.14
MgO	3.59	0.76	4.23	1.84	0.38	2.57	4.68	4.94	0.89	0.53
CaO	8.27	5.49	9.28	6.95	3.49	7.69	10.26	10.98	5.35	2.53
Na ₂ O	3.65	5.05	3.51	3.90	6.10	4.07	3.30	2.83	5.13	5.54
K ₂ O	2.09	2.67	2.10	2.16	4.20	4.09	3.26	4.11	4.17	6.11
P ₂ O ₅	0.41	0.18	0.47	0.38	0.08	0.59	0.73	0.64	0.17	0.11
PXC	0.32	0.29	0.38	0.44	0.33	1.47	0.28	0.13	0.34	0.29
Suma	99.89	99.75	99.61	99.59	99.51	99.63	99.57	99.55	99.88	100.34
A/CNK	0.78	0.91	0.70	0.87	0.96	0.71	0.60	0.54	0.92	0.96
A/NK	2.20	1.71	2.15	2.13	1.38	1.61	1.85	1.71	1.62	1.24
F/FM	0.54	0.67	0.50	0.59	0.69	0.57	0.56	0.50	0.60	0.62
Na+K-Ca	-2.53	2.23	-3.66	-0.90	6.80	0.47	-3.70	-4.03	3.96	9.12
Na+K(%)	5.74	7.72	5.61	6.05	10.30	8.16	6.56	6.95	9.31	11.64
Elementos traza										
Rb	54	76	47	66	151	88	71	89	109	164
Ba	856	1724	644	1379	5612	1560	1080	1801	7450	775
Th	<3	<3	3	<3	109	63	<3	3	<3	43
Nb	4	15	4	6	22	16	5	8	14	11
Zr	198	377	151	209	560	496	198	203	387	314
Sr	1334	2297	1012	1506	6639	3341	1527	1753	8813	1138
Y	17	27	18	18	34	37	24	22	21	31
V	190	60	235	103	66	240	266	279	84	68
Cr	138	182	131	152	205	166	143	168	244	123
Co	8	5	22	8	<3	17	25	27	<3	<3
Ni	100	178	93	101	459	271	109	99	547	111
Cu	<1	18	<1	20	28	97	148	122	24	36
Zn	24	84	44	74	68	96	73	68	65	55
Pb	<5	13	<5	11	23	16	10	14	25	24
Elementos de las Tierras raras										
La	16.06	71.12	15.79	26.48	39.42	44.23	18.68	20.47	26.69	22.15
Ce	34.77	133.90	33.43	50.17	57.92	65.39	38.87	41.18	52.18	40.27
Pr	4.84	11.24	4.59	6.37	11.82	11.98	5.63	5.80	8.77	5.06
Nd	20.87	43.56	20.43	25.35	46.27	50.02	25.46	25.48	36.30	18.74
Sm	4.41	8.24	4.74	4.81	9.04	10.82	5.99	5.85	7.28	3.66
Eu	1.31	2.25	1.40	1.42	2.57	2.98	1.71	1.81	2.28	1.02
Gd	3.95	6.97	4.50	4.11	7.42	9.25	5.40	5.27	5.84	3.14
Tb	0.48	0.83	0.54	0.47	0.86	1.07	0.61	0.62	0.67	0.37
Dy	2.93	4.72	3.26	2.84	4.70	5.58	3.45	3.44	3.71	2.17
Ho	0.51	0.85	0.57	0.49	0.81	0.92	0.57	0.57	0.63	0.38
Er	1.49	2.49	1.65	1.49	2.43	2.59	1.61	1.55	1.83	1.14
Tm	0.15	0.31	0.17	0.16	0.31	0.30	0.17	0.15	0.21	0.13
Lu	0.12	0.28	0.15	0.16	0.32	0.29	0.15	0.14	0.18	0.14

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	PP1	PP2	PP3	PP4	PP5	PP6	PP8	PP9	PP10	M11
Localización	100° 40' 11"	100° 40' 02"	100° 39' 56"	100° 39' 44"	100° 40' 09"	100° 40' 25"	100° 39' 17"	100° 39' 20"	100° 39' 31"	101° 29' 00"
de muestras	26° 47' 34"	26° 47' 45"	26° 47' 55"	26° 48' 00"	26° 47' 55"	26° 47' 58"	26° 47' 41"	26° 47' 49"	26° 47' 55"	26° 48' 58"
SiO ₂	58.61	58.39	62.27	61.47	59.08	56.85	56.54	59.91	58.16	55.80
TiO ₂	0.70	0.70	0.58	0.56	0.62	0.80	0.85	0.64	0.81	0.87
Al ₂ O ₃	18.39	18.86	17.93	17.92	19.19	18.55	18.39	18.35	18.66	17.91
Fe ₂ O ₃	2.09	1.81	1.40	1.36	1.58	3.28	2.03	1.24	2.20	4.27
FeO	3.84	4.29	3.59	3.73	4.03	3.66	4.48	3.59	3.93	3.66
MnO	0.17	0.14	0.19	0.15	0.14	0.17	0.19	0.13	0.18	0.19
MgO	1.65	1.43	1.17	1.17	1.21	2.04	1.74	1.08	1.72	2.80
CaO	6.94	6.81	5.38	5.57	6.47	7.02	7.07	5.01	6.83	7.43
Na ₂ O	4.23	4.50	4.35	4.43	4.63	4.22	4.70	4.93	4.50	3.64
K ₂ O	2.63	2.38	2.93	2.87	2.58	2.36	3.37	4.59	2.39	2.25
P ₂ O ₅	0.36	0.30	0.26	0.24	0.26	0.37	0.38	0.20	0.37	0.46
PXC	0.25	0.17	0.52	0.13	0.10	0.35	0.07	0.23	0.16	0.39
Suma	99.85	99.76	100.56	99.59	99.89	99.65	99.80	99.91	99.91	99.67
A/CNK	0.82	0.84	0.89	0.87	0.86	0.83	0.76	0.83	0.83	0.82
A/NK	1.87	1.89	1.74	1.72	1.84	1.96	1.62	1.40	1.87	2.13
F/FM	0.70	0.75	0.75	0.76	0.77	0.64	0.72	0.77	0.70	0.57
Na+K-Ca	-0.07	0.07	1.90	1.73	0.74	-0.44	1.00	4.51	0.06	-1.54
Na+K(%)	6.86	6.88	7.28	7.30	7.22	6.58	8.07	9.52	6.89	5.89
Elementos traza										
Rb	81	72	109	106	88	67	103	146	112	57
Ba	1020	1214	1212	1232	1665	949	1055	1579	1037	1242
Th	<3	10	16	21	<3	7	<3	7	5	<3
Nb	14	17	18	17	17	10	18	22	20	8
Zr	256	261	271	275	301	230	273	297	274	263
Sr	1282	1362	1314	1370	1761	1005	1532	1723	1449	1464
Y	27	28	29	30	29	28	34	32	33	23
V	97	89	81	83	84	113	133	89	124	157
Cr	149	162	145	164	179	134	149	158	152	207
Co	5	5	7	5	6	8	6	<3	9	18
Ni	101	100	102	106	122	73	128	129	125	102
Cu	6	11	8	8	12	6	9	19	11	12
Zn	63	39	71	37	45	55	83	100	77	80
Pb	9	6	10	6	7	<5	7	17	9	7
Elementos de las Tierras raras										
La	22.37	30.00	27.61	27.83	23.74	18.37	25.89	24.93	21.18	20.79
Ce	45.87	61.61	54.54	55.44	56.54	39.67	54.34	53.05	44.53	46.89
Pr	6.03	8.24	7.14	7.27	7.00	5.41	7.56	7.55	6.10	5.86
Nd	24.93	33.82	28.70	28.93	28.96	23.08	31.94	32.41	25.58	24.42
Sm	5.08	6.81	5.67	5.72	5.86	4.91	5.05	7.27	5.32	4.98
Eu	1.50	1.97	1.61	1.63	1.74	1.42	1.64	2.37	1.51	1.45
Gd	4.54	6.03	5.02	5.00	5.15	4.45	5.03	7.25	4.70	4.49
Tb	0.58	0.78	0.65	0.67	0.67	0.58	0.73	1.06	0.61	0.57
Dy	3.62	4.84	3.91	3.98	4.02	3.59	4.53	6.59	3.64	3.38
Ho	0.65	0.90	0.73	0.73	0.75	0.56	0.88	1.20	0.67	0.61
Er	1.93	2.67	2.18	2.16	1.87	1.87	2.51	3.63	1.95	1.79
Tm	0.23	0.34	0.27	0.28	0.22	0.22	0.31	0.47	0.24	0.21
Lu	0.22	0.33	0.27	0.26	0.19	0.19	0.30	0.46	0.23	0.19

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	M13	M14	M15	M16	M17	M23	M24	M25	M27	R1
Localización	101° 28' 58"	101° 28' 58"	101° 28' 45"	101° 29' 29"	101° 29' 18"	101° 29' 44"	101° 28' 11"	101° 28' 49"	101° 27' 49"	101° 22' 36"
de muestras	26° 49' 03"	26° 49' 11"	26° 49' 03"	26° 49' 29"	26° 49' 10"	26° 49' 24"	26° 50' 31"	26° 50' 35"	26° 51' 21"	26° 34' 18"
SiO ₂	52.43	55.02	52.47	57.83	52.95	61.37	57.62	53.48	52.34	52.96
TiO ₂	1.03	0.90	0.96	0.68	1.00	0.54	0.68	0.94	1.02	0.80
Al ₂ O ₃	16.89	17.65	18.07	18.68	18.00	18.20	19.30	17.93	17.64	19.75
Fe ₂ O ₃	4.52	4.32	5.62	4.13	4.87	3.39	3.74	4.98	5.06	4.41
FeO	4.72	3.39	3.38	2.53	3.84	1.93	2.33	3.47	4.04	2.27
MnO	0.18	0.17	0.20	0.20	0.19	0.18	0.15	0.19	0.19	0.23
MgO	4.11	3.41	3.33	1.91	3.17	1.36	1.76	3.06	3.75	2.22
CaO	8.86	8.19	9.28	7.14	9.26	6.01	7.04	8.73	8.73	7.71
Na ₂ O	3.20	3.46	3.44	3.90	3.42	3.94	4.17	3.45	3.35	4.42
K ₂ O	2.78	2.47	2.05	2.34	2.09	2.14	2.00	2.20	2.33	3.27
P ₂ O ₅	0.48	0.38	0.46	0.40	0.48	0.30	0.34	0.44	0.56	0.44
PXC	0.28	0.31	0.21	0.37	0.16	0.30	0.47	0.24	0.31	0.81
Suma	99.48	99.69	99.47	100.11	99.43	99.66	99.58	99.10	99.32	99.29
A/CNK	0.69	0.76	0.73	0.85	0.73	0.92	0.89	0.75	0.74	0.80
A/NK	2.04	2.11	2.30	2.09	2.28	2.07	2.14	2.23	2.20	1.83
F/FM	0.53	0.50	0.50	0.57	0.55	0.59	0.57	0.53	0.52	0.51
Na+K-Ca	-2.88	-2.26	-3.80	-0.90	-3.75	0.07	-0.87	-3.08	-3.05	-0.02
Na+K(%)	5.98	5.93	5.49	6.24	5.51	6.08	6.17	5.65	5.68	7.69
Elementos traza										
Rb	65	57	53	61	51	63	53	55	51	104
Ba	915	1000	934	1048	903	1212	1008	972	822	1580
Th	5	<3	<3	5	<3	3	<3	4	3	10
Nb	4	7	4	7	7	9	13	5	7	22
Zr	182	227	199	254	178	275	347	222	209	299
Sr	1129	1419	1340	1536	1316	1565	1510	1332	1210	1929
Y	24	23	22	22	25	22	24	22	25	29
V	244	195	204	113	210	71	100	192	221	171
Cr	195	51	166	167	188	162	158	161	156	131
Co	27	16	19	8	18	<3	7	17	21	14
Ni	87	127	100	116	102	120	122	98	100	133
Cu	60	45	21	15	17	12	25	23	22	60
Zn	84	95	88	99	90	83	79	85	86	105
Pb	7	7	<5	7	6	8	8	<5	<5	10
Elementos de las Tierras raras										
La	17.94	18.34	24.88	25.32	20.73	23.60	31.52	21.02	21.63	29.38
Ce	38.80	39.70	62.87	62.43	42.19	51.91	69.98	57.89	58.96	76.00
Pr	5.04	5.02	7.66	7.03	6.01	6.42	9.22	6.33	6.56	7.88
Nd	21.39	20.43	32.55	28.63	25.27	25.96	35.94	26.88	27.63	31.39
Sm	4.74	4.10	7.27	6.06	6.18	5.09	6.77	5.86	6.19	6.32
Eu	1.39	1.17	2.08	1.89	1.64	1.54	1.79	1.72	1.66	1.85
Gd	4.43	3.66	6.63	5.57	5.66	4.53	5.83	5.39	5.73	5.64
Tb	0.54	0.44	0.90	0.76	0.71	0.58	0.76	0.71	0.76	0.73
Dy	3.18	2.73	5.49	4.31	3.99	3.47	4.23	3.92	4.13	3.94
Ho	0.53	0.46	0.92	0.83	0.68	0.63	0.79	0.71	0.74	0.70
Er	1.54	1.40	2.27	2.09	1.86	1.88	1.98	1.80	1.76	1.79
Tm	0.16	0.14	0.35	0.34	0.26	0.23	0.32	0.27	0.27	0.27
Lu	0.14	0.13	0.31	0.33	0.24	0.23	0.27	0.23	0.23	0.25

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	R2	R3	R5	R6	R7	R8	R9	R10	CZ-1	CZ-2
Localización de muestras	101° 22' 45" 26° 34' 21"	101° 22' 49" 26° 34' 36"	101° 22' 25" 26° 34' 42"	101° 22' 20" 26° 34' 47"	101° 23' 07" 26° 34' 45"	101° 23' 09" 26° 34' 44"	101° 23' 02" 26° 34' 50"	101° 22' 53" 26° 35' 00"	101° 21' 50" 26° 35'	101° 22' 26° 35'
SiO ₂	63.95	58.98	50.51	58.22	60.82	60.63	56.52	59.72	63.33	63.45
TiO ₂	0.30	0.46	1.08	0.66	0.54	0.55	0.70	0.55	0.42	0.42
Al ₂ O ₃	19.74	19.82	17.48	18.79	18.28	18.53	18.44	19.18	18.41	18.32
Fe ₂ O ₃	0.80	2.78	5.31	3.33	3.21	2.89	2.79	3.01	0.73	0.71
FeO	0.53	0.95	4.20	1.60	1.26	1.58	2.34	1.42	3.72	3.6
MnO	0.10	0.10	0.21	0.18	0.14	0.16	0.19	0.19	0.18	0.2
MgO	0.17	0.51	3.92	1.29	0.91	0.97	1.73	0.92	0.66	0.79
CaO	2.62	4.36	9.94	5.61	5.60	5.76	6.18	5.10	4.57	4.5
Na ₂ O	6.15	5.51	3.50	4.65	4.61	4.72	5.10	5.06	5.12	5.09
K ₂ O	5.66	4.79	2.50	4.35	2.77	2.77	3.40	4.35	2.71	2.77
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.60	0.29	0.20	0.23	0.30	0.20	0.15	0.16
PXC	0.41	1.23	0.14	0.48	0.96	0.68	1.56	0.49	0.6	0.48
Suma	100.48	99.64	99.39	99.44	99.30	99.48	99.25	100.19	100.6	100.49
A/CNK	0.94	0.89	0.66	0.83	0.88	0.87	0.79	0.86	0.94	0.94
A/NK	1.22	1.39	2.07	1.52	1.73	1.72	1.53	1.47	1.62	1.61
F/FM	0.76	0.65	0.52	0.55	0.58	0.62	0.58	0.61	0.85	0.82
Na+K-Ca	9.19	5.95	-3.94	3.39	1.78	1.73	2.32	4.31	3.26	3.36
Na+K(%)	11.81	10.30	6.00	9.00	7.38	7.49	8.50	9.41	7.83	7.86
Elementos traza										
Rb	198	181	60	158	89	95	136	164	78	73
Ba	1151	1792	1034	1369	1517	1523	1374	1395	1032	1015
Th	28	19	3	24	16	21	16	35		
Nb	29	20	14	22	17	18	19	20	11.3	11.3
Zr	379	392	229	317	287	292	289	343	245	246
Sr	1208	1836	1380	1443	1733	1705	1511	1604	1346	1311
Y	31	34	25	34	23	24	30	32	10	10
V	35	76	262	111	76	89	134	93	63	61
Cr	147	106	132	134	160	149	138	118	39	38
Co	<3	<3	21	8	5	<3	5	7	4	1
Ni	106	137	99	111	125	120	110	127	4	6
Cu	40	16	93	19	7	19	<1	15	31	27
Zn	20	36	86	60	36	70	37	58	52	63
Pb	8	7	<5	6	7	7	<5	8	11	21
Elementos de las Tierras raras										
La	41.34	43.16	21.46	28.94	34.81	35.40	35.49	40.62	11.28	13.37
Ce	98.10	107.22	57.12	69.97	92.42	96.57	94.45	105.62	47.15	43.21
Pr	7.62	9.25	6.13	7.20	8.07	8.55	8.01	8.78		
Nd	26.00	35.44	25.51	27.40	31.90	33.78	31.37	33.70	25.63	16.46
Sm	4.27	6.65	5.39	5.37	5.98	6.30	5.95	6.22		
Eu	1.19	1.95	1.54	1.53	1.73	1.81	1.60	1.81		
Gd	3.72	5.86	4.88	4.75	5.08	5.32	5.19	5.42		
Tb	0.42	0.67	0.64	0.61	0.59	0.62	0.60	0.63		
Dy	2.58	3.91	3.37	3.33	3.48	3.61	3.48	3.60		
Ho	0.45	0.68	0.62	0.60	0.60	0.63	0.57	0.63		
Er	1.48	2.02	1.52	1.58	1.80	1.85	1.55	1.86		
Tm	0.17	0.23	0.23	0.25	0.20	0.22	0.15	0.21		
Lu	0.19	0.20	0.19	0.23	0.18	0.20	0.09	0.20		

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	cm3	cm4	cm5	cm6	cm7	cm8	cm9	cm10	cm11	cm12
Localización de muestras	101° 34' 10" 26° 44' 10"	101° 34' 10" 26° 44'	101° 34' 20" 26° 44'	101° 34' 40" 26° 44'	101° 34' 40" 26° 44'	101° 35' 26° 44'	101° 35' 10" 26° 43' 40"	101° 35' 20" 26° 43' 40"	101° 35' 10" 26° 43' 40"	101° 35' 10" 26° 43' 40"
SiO ₂	60.44	55.07	61.35	58.81	60.13	61.88	63.35	54.96	62.88	60.43
TiO ₂	0.57	0.86	0.56	0.68	0.59	0.53	0.55	0.85	0.49	0.56
Al ₂ O ₃	18.55	18.35	18.18	18.25	18.57	18.03	17.7	18.28	17.73	18.14
Fe ₂ O ₃	0.92	1.36	0.88	0.91	0.93	0.87	0.8	1.35	0.82	1.02
FeO	4.69	6.95	4.46	4.63	4.73	4.41	4.07	6.9	4.17	5.22
MnO	0.19	0.21	0.19	0.21	0.2	0.19	0.18	0.19	0.15	0.2
MgO	1.74	3.11	1.57	1.72	1.68	1.55	1.44	3.26	1.59	1.5
CaO	6.64	8.47	6.4	6.65	6.6	6.13	5.6	8.9	5.75	6.16
Na ₂ O	3.96	3.43	3.95	4.36	4.25	4.02	3.96	3.63	3.89	4.25
K ₂ O	1.95	1.71	2.15	3.46	1.99	2.07	2.07	1.89	2.25	2.17
P ₂ O ₅	0.34	0.47	0.31	0.32	0.33	0.32	0.29	0.48	0.28	0.34
PXC	0.65	1.01	0.97	0.68	0.9	0.88	0.99	0.9	0.94	0.62
Suma	100.64	101	100.97	100.68	100.9	100.88	101	101.59	100.94	100.61
A/CNK	0.90	0.80	0.89	0.79	0.88	0.90	0.93	0.76	0.92	0.88
A/NK	2.15	2.45	2.06	1.67	2.03	2.04	2.02	2.28	2.01	1.94
F/FM	0.73	0.69	0.74	0.73	0.74	0.74	0.74	0.68	0.72	0.78
Na+K-Ca	-0.73	-3.33	-0.30	1.17	-0.36	-0.04	0.43	-3.38	0.39	0.26
Na+K(%)	5.91	5.14	6.10	7.82	6.24	6.09	6.03	5.52	6.14	6.42
Elementos traza										
Rb	48	35	45	83	42	52	47	37	61	45
Ba	725	490	712	762	734	621	748	617	839	769
Th										
Nb	9.2	7.1	11.2	12.3	8.1	9.2	8.2	9.2	9.2	9.2
Zr	221	172	215	266	219	199	216	169	202	213
Sr	1151	1048	1124	1285	1158	1085	1050	1132	993	1153
Y	13	16	12	21	12	11	14	16	12	13
V	80	149	81	113	87	79	79	150	76	90
Cr	59	58	49	49	50	39	29	50	35	49
Co	xxx	xxx	12	27	xxx	12	xxx	8	14	12
Ni	19	10	7	8	8	4	xxx	6	7	7
Cu	13	28	15	31	24	25	11	22	20	29
Zn	88	94	77	94	78	81	58	85	65	70
Pb	12	9	10	13	10	11	10	10	14	66
Elementos de las Tierras raras										
La	25.53	9.15	22.48	56	12.2	15.34	28.87	17.37	19.46	17.37
Ce	49.03	54.91	58.23	97	60.99	54.21	70.12	57.23		
Pr				15					23.55	35.76
Nd	29.62	33.56	31.67	49	38.63	32.73	26.81	27.59		
Sm				10.7						
Eu				2						
Gd				7						
Tb				1.2						
Dy				5.1						
Ho				1.1						
Er				3						
Tm				0.5						
Yb				3.1						
Lu				0.42						

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	CP-4	CP-5	CP-6	CP-8	CP-9	CP-10	CP-11	CP-12	CP-13	CI-2
Localización de muestras	101° 38' 26° 47' 30"	101° 38' 30" 26° 48'	101° 38' 30" 26° 47' 30"	101° 39' 26° 47'	101° 39' 26° 47' 30"	101° 39' 26° 47' 30"	101° 39' 30" 26° 47' 30"	101° 39' 30" 26° 47' 30"	101° 40' 26° 47' 30"	100° 36' 20" 26° 46' 30"
SiO ₂	61.01	61.6	60.44	61.97	61.47	61.32	59.41	63.92	60.11	65.27
TiO ₂	0.71	0.65	0.72	0.54	0.67	0.68	0.64	0.53	0.61	0.4
Al ₂ O ₃	17.5	17.24	17.58	18.19	17.28	17.4	18.36	16.51	18.44	17.82
Fe ₂ O ₃	0.89	0.88	0.95	0.51	0.83	0.91	0.58	0.79	0.78	0.59
FeO	4.52	4.5	4.85	2.59	4.25	4.66	2.94	4.03	3.98	2.99
MnO	0.15	0.18	0.14	0.14	0.16	0.17	0.16	0.1	0.15	0.04
MgO	1.65	1.56	1.62	1.16	1.64	1.55	1.6	1.13	1.37	0.72
CaO	5.72	5.59	5.75	6.53	5.75	5.57	7.83	4.27	6.69	3.98
Na ₂ O	4.36	4.28	4.38	4.62	4.29	4.14	4.65	4.05	4.8	4.62
K ₂ O	3.2	3.24	3.24	3.56	3.39	3.33	3.6	4.48	2.79	3.42
P ₂ O ₅	0.3	0.27	0.32	0.24	0.28	0.27	0.34	0.19	0.28	0.15
PXC	0.54	0.2	0.79	0.6	0.78	0.64	0.7	0.75	0.66	0.98
Suma	100.55	100.19	100.78	100.65	100.79	100.64	100.81	100.75	100.66	100.98
A/CNK	0.83	0.83	0.83	0.78	0.82	0.85	0.71	0.86	0.80	0.96
A/NK	1.65	1.63	1.64	1.59	1.61	1.67	1.59	1.43	1.69	1.58
F/FM	0.73	0.74	0.75	0.69	0.72	0.75	0.65	0.78	0.74	0.81
Na+K-Ca	1.84	1.93	1.87	1.65	1.93	1.90	0.42	4.26	0.90	4.06
Na+K(%)	7.56	7.52	7.62	8.18	7.68	7.47	8.25	8.53	7.59	8.04
Elementos traza										
Rb	90	106	87	88	98	104	88	129	74	108
Ba	719	664	705	920	689	680	951	614	841	975
Th						2.03		7.11		3.08
Nb	12.1	14.2	15.2	11.1	13.2	14.2	12.2	14.2	13.2	11.3
Zr	229	212	222	205	220	221	195	228	210	208
Sr	897	862	903	970	865	868	936	859	1100	770
Y	18	22	20	17	21	21	21	20	17	14
V	115	112	117	68	110	116	77	102	84	46
Cr	18	16	26	14	23	17	24	25	28	32
Co	-6	5	4	10	XXX	11	4	4		
Ni	1	1	1	1	XXX	0	-2	5		
Cu	51	17	20	25	45	21	22	26	29	13
Zn	68	68	53	42	60	66	49	42	42	23
Pb	17	13	13	13	18	15	18	15	23	13
Elementos de las Tierras raras										
La	42	17.21	32	37	25.29	29.48	10.16	20.31	10.13	39.04
Ce	73	63.79	47	45	71.82	85.4	55.88	40.63	82.07	45.21
Pr	11			15						
Nd	38	30.38	46.61	36	36.42	37.62	27.43	15.23	32.42	24.66
Sm	8.6			7.5						
Eu	1.6			1.5						
Gd	6			5						
Tb	0.9			0.7						
Dy	5.1			4.6						
Ho	1.1			1.1						
Er	3			2						
Tm	3			2.7						
Lu	0.42			0.37						

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	CI-4	CI-5	CI-6	CI-8	CI-9	CI-10	CI-11	CI-12	CC-1	CC-2
Localización	100° 36' 20"	100° 35'	100° 35'	100° 34'	100° 34'	100° 34'	100° 34' 30"	100° 34' 30"	100° 38' 49"	100° 29'
de muestras	26° 46'	26° 47'	26° 46' 30"	26° 45'	26° 46' 30"	26° 46' 30"	26° 46' 30"	26° 46' 30"	26° 45' 58"	26° 46'
SiO ₂	57.45	58.26	58.21	57.41	65.39	65.62	60.93	56.56	63.54	58.39
TiO ₂	0.8	0.67	0.67	0.76	0.39	0.39	0.66	0.79	0.76	0.73
Al ₂ O ₃	18.08	18.75	18.79	18.08	17.6	17.67	17.63	17.36	16.24	17.27
Fe ₂ O ₃	1.17	0.92	0.91	0.53	0.57	0.57	0.91	0.72	0.81	1.03
FeO	5.98	4.69	4.65	2.7	2.9	2.7	4.65	3.65	4.11	5.27
MnO	0.07	0.21	0.21	0.14	0.08	0.07	0.12	0.17	0.04	0.11
MgO	2.41	1.59	1.63	2.58	0.72	0.68	1.89	2.57	2.21	2.42
CaO	7.23	7.29	7.37	10.09	4.36	4.24	5.73	11.19	7.53	6.47
Na ₂ O	4.04	4.48	4.42	4	4.6	4.45	4.1	4.78	1.94	4.32
K ₂ O	2.26	2.81	2.8	3.24	3.25	3.28	3.07	1.72	2.67	3.59
P ₂ O ₅	0.51	0.3	0.34	0.47	0.14	0.12	0.29	0.5	0.16	0.39
PXC	1.02	0.74	1	0.5	0.62	0.61	0.45	0.66	0.78	0.84
Suma	101.02	100.71	101	100.5	100.62	100.4	100.43	100.67	100.79	100.83
A/CNK	0.81	0.79	0.79	0.64	0.93	0.95	0.86	0.58	0.82	0.76
A/NK	1.99	1.80	1.82	1.79	1.59	1.63	1.75	1.79	2.67	1.57
F/FM	0.71	0.75	0.74	0.51	0.80	0.80	0.71	0.59	0.65	0.69
Na+K-Ca	-0.93	0.00	-0.15	-2.85	3.49	3.49	1.44	-4.69	-2.92	1.44
Na+K(%)	6.30	7.29	7.22	7.24	7.85	7.73	7.17	6.50	4.61	7.91
Elementos traza										
Rb	36	90	90	71	95	99	79	39	106	85
Ba	724	714	721	985	1039	1018	880	598	369	924
Th	1.03				3.07	1.02			9.09	4.09
Nb	8.2	11.2	9.1	8.1	11.2	9.2	8.1	6.1	18.2	12.3
Zr	153	179	181	174	209	212	196	168	195	199
Sr	887	1057	1061	957	800	792	865	1022	428	1186
Y	14	18	19	24	15	14	17	23	23	20
V	136	97	98	100	52	47	115	105	156	154
Cr	66	47	50	54	41	30	32	48	149	84
Co			7	4			5	7	4	
Ni	3	0	-4	7			1	6	21	5
Cu	10	9	19	26	13	12	20	21	29	26
Zn	4	51	55	31	14	11	49	50	42	25
Pb	4	15	16	8	3	11	14	6	14	13
Elementos de las Tierras raras										
La	19.51	11.17	9.14	25	49	37	34	9.09	9.09	36
Ce	60.6	65.02	46.74	49	65.44	63	61	43.44	53.55	63
Pr				10		10	11			15
Nd	32.87	38.6	24.39	28	23.52	31	31	27.28	20.21	32
Sm				7.1		7	7.4			7.9
Eu				1.3		1.3	1.5			1.6
Gd				5		5	5			5
Tb				0.8		0.8	0.8			0.9
Dy				4		3.7	4.1			3.6
Ho				0.9		1	1.1			0.8
Er				6		4	3			3
Tm				0.5		0.4	0.5			0.5
Lu				0.35		0.36	0.38			0.3

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	CC-3	CC-4	CC-5	CC-8	CC-10	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5
Localización de muestras	100° 28' 30" 26° 46'	100° 28' 30" 26° 46'	100° 28' 30" 26° 46' 30"	100° 29' 26° 46' 30"	100° 29' 26° 46' 30"	99° 57' 23" 26° 20' 31"	100° 03' 07" 26° 16' 55"	100° 02' 05" 26° 14' 03"	99° 59' 24" 26° 14' 36"	99° 59' 40" 26° 14' 03"
SiO2	62.39	58.4	62.73	63.52	64.67	65.68	66.44	67.74	58.22	58.31
TiO2	0.53	0.76	0.81	0.48	0.79	0.27	0.13	0.43	0.19	0.31
Al2O3	17.92	17.4	16.69	17.44	16.39	16.06	16.4	14.95	20.34	20.47
Fe2O3	0.65	1.06	0.94	0.69	0.84	5.39	4.24	4.38	4.14	3.68
FeO	3.31	5.43	4.79	3.54	4.29					
MnO	0.09	0.1	0.05	0.14	0.05	0.15	0.11	0.09	0.16	0.11
MgO	1.11	2.48	2.49	1.26	1.23	0.12	0.12	0.32	0.3	0.35
CaO	4.32	6.04	6.49	4.79	5.41	0.14	0.39	0.42	0.95	1.01
Na2O	5.73	4.32	1.99	4.71	2.44	5.85	6.69	5.44	10.08	9.19
K2O	3.75	3.58	2.84	3.2	2.7	5.96	4.8	5.42	5.43	6.09
P2O5	0.2	0.43	0.17	0.22	0.18	0.06	0.02	0.08	0.07	0.08
PXC	0.58	0.86	0.78	0.97	1.04	0.59	0.95	0.61	0.32	0.66
Suma	100.58	100.86	100.77	100.96	100.03	100.27	100.29	99.88	100.2	100.26
A/CNK	0.84	0.79	0.92	0.88	0.98	0.98	0.97	0.96	0.84	0.87
A/NK	1.33	1.58	2.63	1.56	2.36	1.00	1.01	1.01	0.91	0.94
F/FM	0.75	0.69	0.66	0.74	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+K-Ca	5.16	1.86	-1.66	3.12	-0.27	11.67	11.10	10.44	14.56	14.27
Na+K(%)	9.48	7.90	4.83	7.91	5.14	11.81	11.49	10.86	15.51	15.28
Elementos traza										
Rb	68	80	133	96	121	154	205	193	170	131
Ba	876	916	308	1192	407	93	29	645	85	47
Th	2.05		6.13		10.17	28	49	26	8	16
Nb	13.3	10.3	12.3	15.4	14.2	114	257	73	90	62
Zr	253	197	174	242	204	899	1086	428	617	287
Sr	888	1152	335	1474	426	46	24	92	44	17
Y	13	19	25	19	22	83	125	62	39	39
V	93	159	165	91	167	8	<5	12	7	<5
Cr	42	72	120	63	375	48	44	57	31	25
Co	6	19	29	11	1	<3	<3	<3	<3	<3
Ni	1	9	32	1	19	7	4	6	3	4
Cu	18	33	32	23	26	1	1	1	<0.7	2
Zn	14	21	36	34	18	81	180	117	82	62
Pb	11	7	10	11	6	9	41	24	6	12
Elementos de las Tierras raras										
La	27.72	22.56	16.36	31.91	22.38	128.07	183.28	73.888	50.84	36.518
Ce	70.85	66.65	35.78	61.76	46.79	230.03	269.79	134.35	83.23	62.829
Pr						25.52	35.93	15.334	7.831	6.2287
Nd	35.94	24.61	18.4	25.73	20.34	91	122.37	55.487	23.796	20.121
Sm						16.19	20.365	10.577	3.8398	3.5058
Eu						1.1081	1.0384	1.8432	0.3327	0.376
Gd						11.218	14.68	8.297	3.0545	2.8273
Tb						1.3874	1.7832	1.2324	0.4901	0.4581
Dy						7.8396	7.9984	7.1238	3.1981	2.9229
Ho						1.226	1.2118	1.362	0.7155	0.6359
Er						2.6424	2.4646	2.9774	2.0022	1.599
Tm						0.2752	0.3045	0.3802	0.3378	0.2365
Yb						2.158	2.135	2.550	3.002	1.773
Lu						0.304	0.346	0.377	0.532	0.301

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	OM-1	OM-2	OM-3	OM-10	OM-21	OM-23	OM-28	LC1	LC4	LC5
Localización	99° 57' 33"	99° 57' 53"	99° 58' 29"	99° 59' 31"	99° 58' 07"	99° 58' 01"	99° 55'	101° 53' 58"	101° 53' 24"	101° 53' 25"
de muestras	26° 19' 05"	26° 18' 57"	26° 18' 32"	26° 14' 56"	26° 17' 25"	26° 16' 07"	26° 14' 39"	26° 18' 42"	26° 18' 58"	26° 18' 57"
SiO ₂	59.70	57.10	58.00	57.10	58.1	59.7	62.2	64.16	61.69	61.18
TiO ₂	0.37	0.23	0.23	0.18	0.98	0.54	0.33	0.32	0.45	0.44
Al ₂ O ₃	19.60	20.60	20.30	21.30	17	19.6	19	16.23	15.93	16.5
Fe ₂ O ₃	1.38	2.52	2.67	1.93	2.57	1.2	1.42	3.55	5.14	5.28
FeO	2.82	1.52	1.51	1.31	3.56	2	1.94			
MnO	0.16	0.20	0.19	0.14	0.25	0.15	0.11	0.1	0.13	0.14
MgO	0.34	0.24	0.27	0.13	1.27	0.29	0.17	1.06	1.9	1.79
CaO	1.14	1.00	1.02	0.81	2.62	1.05	0.73	4.15	5.32	5.04
Na ₂ O	7.66	9.78	9.79	10.05	7.56	8.62	8.18	3.95	3.69	4.02
K ₂ O	5.76	5.57	5.40	5.67	5.07	5.66	5.56	4.2	4	3.88
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.08	0.04	0.3	0.06	0.04	0.2	0.31	0.31
PXC	0.61	0.66	0.36	0.90	0.67	0.48	0.64	2.34	1.69	1.66
Suma	99.64	99.5	99.82	99.56	99.95	99.35	100.32	100.26	100.25	100.24
A/CNK	0.94	0.86	0.85	0.88	0.75	0.88	0.91	0.87	0.79	0.83
A/NK	1.04	0.93	0.93	0.94	0.95	0.97	0.98	1.47	1.53	1.53
F/FM	0.89	0.86	0.85	0.91	0.74	0.87	0.92			
Na+K-Ca	12.28	14.35	14.17	14.91	10.01	13.23	13.01	4.00	2.37	2.86
Na+K(%)	13.42	15.35	15.19	15.72	12.63	14.28	13.74	8.15	7.69	7.90
Elementos traza										
Rb	128	190	173	154	116	119	165	128	121	120
Ba	184	54	100	20	760	96	14	911	866	870
Th	18	27	6.02 xxx		26.5	12.8	14	8	7	10
Nb	105	144	103	86	174	162	61	7	7	7
Zr	591	940	729	477	721	462	428	131	116	108
Sr	38	37	45	7	211	51	13	1211	937	873
Y	24	30	22	20	51	32	25	22	23	27
V								67	120	111
Cr	1	1	6	1	15	1	1	54	63	42
Co								8	10	9
Ni	3	3	4	2	10	2	2	4	7	9
Cu	6	5	2	4	9	3	5	16	36	40
Zn	96	121	91	64	132	66	67	34	71	57
Pb	15	19	6	12	11	9	12	20	16	11
Elementos de las Tierras raras										
La	54.1	64.7	54.4		95.5	79.5	46.9	29.84	34.15	31.53
Ce	84.8	97.8	77.8		168.3	135.3	79	52.31	58.64	55.86
Pr								6.34	7.02	6.74
Nd	25.8	25.8	23.8		65.7	53	29.4	23.66	26.47	26.06
Sm	4.84	4.8	4.44		12.4	9.95	5.59	4.49	5.17	5.10
Eu	0.8	0.5	0.3		1.8	1	0.4	1.42	1.61	1.64
Gd	4.3	4.6	3.6		9.8	7.7	4.6	3.35	3.79	3.86
Tb	0.75	0.82	0.6		1.73	1.26	0.79	0.45	0.52	0.53
Dy								2.45	2.85	2.91
Ho		1.26	0.93		2.57		1.16	0.51	0.56	0.59
Er								1.28	1.46	1.43
Tm					0.9			0.20	0.22	0.24
Lu	0.43	0.56	0.47		0.79	0.49	0.46	0.22	0.22	0.23

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	LC6	LC7	LC8	LC9	LC10	LC11	LC12	LC13	LC14	LC15
Localización	101° 53' 18"	101° 53' 22"	102° 53' 16"	101° 53' 22"	101° 53' 36"	101° 53' 07"	101° 53' 44"	101° 53' 27"	101° 53' 45"	101° 53' 40"
de muestras	26° 18' 39"	26° 18' 39"	26° 19' 11"	26° 19' 08"	26° 19' 22"	26° 19' 02"	26° 19' 02"	26° 18' 49"	26° 18' 45"	26° 18' 28"
SiO ₂	59.43	61.01	58.83	58.66	59.5	63.34	64.35	60.38	61.1	58.26
TiO ₂	0.54	0.44	0.57	0.57	0.55	0.32	0.31	0.44	0.48	0.61
Al ₂ O ₃	16.77	16.78	17.09	16.99	17.01	16.02	16.36	16.19	16.34	16.98
Fe ₂ O ₃	5.64	4.66	5.93	6.36	5.78	3.74	3.91	5.26	4.86	6.36
FeO										
MnO	0.12	0.11	0.14	0.15	0.14	0.11	0.15	0.14	0.11	0.14
MgO	2.32	1.79	2.3	2.16	2	1.07	0.97	2	1.88	2.73
CaO	6.32	5.23	5.89	6.17	6.22	4.16	3.89	4.89	5.56	6.28
Na ₂ O	3.63	3.94	3.89	3.74	3.76	3.8	4.12	3.52	3.59	3.63
K ₂ O	2.8	3.1	3.02	2.91	2.92	4.16	4.22	3.94	3	2.83
P ₂ O ₅	0.32	0.27	0.32	0.33	0.31	0.19	0.2	0.29	0.26	0.34
PXC	2.21	2.71	2.05	2.26	1.88	2.99	1.76	2.82	2.99	2.07
Suma	100.1	100.04	100.03	100.3	100.07	99.9	100.24	99.87	100.17	100.23
A/CNK	0.82	0.87	0.84	0.83	0.82	0.87	0.89	0.85	0.85	0.83
A/NK	1.86	1.71	1.77	1.83	1.82	1.49	1.44	1.61	1.79	1.88
F/FM										0.00
Na+K-Ca	0.11	1.81	1.02	0.48	0.46	3.80	4.45	2.57	1.03	0.18
Na+K(%)	6.43	7.04	6.91	6.65	6.68	7.96	8.34	7.46	6.59	6.46
Elementos traza										
Rb	75	82	81	78	80	131	131	118	82	69
Ba	1088	1215	1104	1066	1065	934	905	847	1166	1359
Th	5	6	6	5	6	7	11	9	7	5
Nb	6	6	6	7	7	8	7	7	6	6
Zr	126	135	120	121	124	130	131	112	123	119
Sr	942	972	936	924	912	1254	914	1130	865	903
Y	16	19	21	20	21	19	24	23	20	19
V	121	102	132	130	115	71	73	123	107	141
Cr	66	56	58	47	55	46	71	53	69	69
Co	11	9	12	13	13	6	6	10	13	15
Ni	15	7	9	6	8	4	5	6	8	13
Cu	35	27	34	35	30	13	13	36	22	43
Zn	69	74	70	72	69	62	55	65	58	72
Pb	12	16	13	12	17	14	18	16	15	13
Elementos de las Tierras raras										
La	26.84	27.10	26.17	26.93	27.28	27.37	23.94	22.99	24.51	23.62
Ce	48.77	48.66	47.89	50.08	50.22	48.48	42.93	42.17	45.03	44.46
Pr	5.93	5.87	5.98	6.31	6.35	5.81	5.31	5.41	5.43	5.54
Nd	22.44	21.86	23.41	24.80	25.06	22.51	21.27	22.39	21.70	22.43
Sm	4.54	4.48	5.13	5.33	5.42	4.33	4.20	4.67	4.27	4.66
Eu	1.54	1.55	1.69	1.82	1.83	1.59	1.51	1.69	1.73	1.93
Gd	3.72	3.54	4.02	4.16	4.21	3.31	3.09	3.50	3.35	3.53
Tb	0.53	0.51	0.57	0.63	0.62	0.43	0.41	0.45	0.40	0.46
Dy	2.89	2.62	3.10	3.30	3.49	2.39	2.38	2.67	2.51	2.75
Ho	0.61	0.59	0.64	0.70	0.69	0.47	0.46	0.55	0.49	0.55
Er	1.48	1.39	1.53	1.59	1.69	1.19	1.15	1.27	1.14	1.29
Tm	0.23	0.23	0.26	0.26	0.28	0.18	0.18	0.20	0.17	0.18
Lu	0.22	0.23	0.25	0.24	0.27	0.18	0.18	0.20	0.16	0.17

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	SL1	SL2	SL3	SL4	LR1	LR2	EP1	EP2	CCP1	EC1
Localización de muestras	101° 15' 35" 26° 39' 13"	101° 13' 42" 26° 39' 06"	101° 13' 44" 26° 38' 42"	101° 14' 25" 26° 38' 40"	101° 55' 10" 26° 43' 00"	101° 54' 05" 26° 42' 02"	100° 59' 16" 26° 42' 32"	100° 57' 42" 26° 43' 28"	100° 53' 56" 26° 47' 34"	100° 34' 25" 26° 46' 19"
SiO ₂	62.2	59.48	63.78	64.27	50.41	56.19	57.27	62.86	62.91	62.41
TiO ₂	0.56	0.62	0.48	0.44	0.81	0.54	0.8	0.46	0.41	0.6
Al ₂ O ₃	17.91	18.63	17.67	17.35	17.24	17.31	18.28	17.58	18.02	17.72
Fe ₂ O ₃	4.78	5.49	4.24	4.15	9.44	6.43	6.25	2.99	3.73	4.93
FeO										
MnO	0.14	0.17	0.15	0.14	0.2	0.17	0.1	0.05	0.11	0.12
MgO	1.11	1.31	0.98	0.9	3.99	2.24	2.05	0.82	0.97	1.38
CaO	5.59	6.63	5.27	4.88	8.85	6.38	7.64	4.59	3.89	5.52
Na ₂ O	4.31	4.36	4.43	4.36	3.18	4.11	4.09	5.01	5.22	4.16
K ₂ O	2.59	2.32	2.63	2.79	3.16	3.49	2.88	4.15	3.98	2.95
P ₂ O ₅	0.23	0.28	0.2	0.18	0.45	0.37	0.43	0.17	0.16	0.26
PXC	0.59	0.73	0.41	0.41	2.38	3.03	0.36	1.61	0.84	0.14
Suma	100.01	100.02	100.24	99.87	100.11	100.26	100.15	100.29	100.24	100.19
A/CNK	0.89	0.86	0.90	0.91	0.70	0.78	0.77	0.83	0.90	0.88
A/NK	1.81	1.92	1.74	1.70	1.99	1.64	1.86	1.38	1.40	1.77
F/FM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+K-Ca	1.31	0.05	1.79	2.27	-2.51	1.22	-0.67	4.57	5.31	1.59
Na+K(%)	6.90	6.68	7.06	7.15	6.34	7.60	6.97	9.16	9.20	7.11
Elementos traza										
Rb	85	69	87	93	69	79	66	105	93	97
Ba	1029	1289	1202	1082	767	1126	746	1041	1386	678
Th	8	5	4	8	3	7	8	10	4	6
Nb	14	13	13	13	3	7	12	16	13	10
Zr	195	197	179	180	67	111	117	162	174	124
Sr	918	1076	887	840	790	1170	1047	1151	1311	796
Y	22	20	23	20	19	21	24	23	18	28
V	68	65	46	45	263	150	134	70	93	74
Cr	97	68	85	115	26	22	46	39	48	77
Co	7	7	4	5	23	12	6 <3		7	5
Ni	6	3	5	3	3	4	5	5	5	5
Cu	10	6	5	7	123	39	12	6	81	7
Zn	66	81	70	72	158	65	39	27	44	60
Pb	12	9	12	14	29	13	11	9	7	7
Elementos de las Tierras raras										
La	37.27	39.60	38.11	34.42	16.0487	29.5672	36.8969	37.3539	31.7979	31.7688
Ce	72.57	77.83	72.42	63.37	32.9652	53.1439	75.1348	67.1742	55.9129	64.3132
Pr	8.55	9.33	8.46	7.29	4.49105	6.66804	9.44292	7.97554	6.69444	8.23358
Nd	32.93	36.70	32.42	27.50	20.3177	26.9608	38.5696	30.6814	25.6311	34.2232
Sm	6.44	6.90	6.06	5.07	4.88018	5.48517	8.03643	5.84051	4.80456	7.21764
Eu	2.18	2.48	2.23	1.96	1.61711	1.7933	2.50997	1.92596	1.66257	2.04414
Gd	4.90	5.42	4.79	4.12	3.80856	4.02531	6.13207	4.41471	3.55455	5.37738
Tb	0.65	0.68	0.63	0.50	0.53275	0.53784	0.71294	0.51155	0.39904	0.64479
Dy	3.93	3.95	3.61	3.08	3.11322	3.10264	4.9913	3.63974	2.80862	4.69904
Ho	0.79	0.82	0.71	0.61	0.63929	0.62549	1.02706	0.74879	0.57562	0.99234
Er	1.93	1.96	1.78	1.51	1.50835	1.51491	2.38552	1.80552	1.3762	2.38412
Tm	0.27	0.28	0.27	0.23	0.20667	0.21405	0.33307	0.26721	0.19863	0.35042
Yb					1.447	1.600	2.273	1.870	1.371	2.435
Lu	0.30	0.32	0.29	0.25	0.224	0.254	0.372	0.300	0.209	0.392

ANEXO III: Elementos mayores y traza.

% en peso	EL1	EL2	CB1	CC1	LI1	LI2
Localización	100° 37' 38"	100° 37' 42"	100° 36' 25"	100° 38' 49"	100° 13' 56"	100° 14' 47"
de muestras	26° 45' 57"	26° 47' 16"	26° 40' 55"	26° 45' 58"	26° 54' 58"	26° 54' 50"
SiO ₂	62.65	58.67	61.14	57.57	60.31	61.09
TiO ₂	0.54	0.71	0.59	0.6	0.53	0.54
Al ₂ O ₃	17.46	17.89	17.49	19.42	18.95	16.55
Fe ₂ O ₃	4.87	6.46	4.97	4.76	4.03	4.5
FeO						
MnO	0.14	0.11	0.12	0.17	0.15	0.11
MgO	1.23	1.8	1.51	1.02	0.86	1.26
CaO	5.47	6.59	5.06	5.27	4.42	3.69
Na ₂ O	4.36	4.09	4.82	4.8	5.44	5.04
K ₂ O	2.63	2.81	3.88	5.57	4.98	3.91
P ₂ O ₅	0.24	0.36	0.28	0.16	0.14	0.23
PXC	0.63	0.62	0.27	0.95	0.44	3.29
Suma	100.22	100.11	100.13	100.29	100.25	100.21
A/CNK	0.87	0.82	0.82	0.83	0.85	0.86
A/NK	1.74	1.83	1.44	1.39	1.32	1.32
F/FM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+K-Ca	1.52	0.31	3.64	5.10	6.00	5.26
Na+K(%)	6.99	6.90	8.70	10.37	10.42	8.95
Elementos traza						
Rb	81	70	121	157	93	121
Ba	788	716	963	767	980	1270
Th	6	5	10	9	7	14
Nb	16	10	13	18	24	18
Zr	146	125	186	190	194	220
Sr	852	895	967	1597	1918	823
Y	25	26	27	28	21	29
V	69	114	110	108	110	90
Cr	95	58	92	37	39	51
Co	8	9	8	6	4	6
Ni	4	4	8	4	5	5
Cu	6	5	24	18	12	13
Zn	87	39	77	82	71	76
Pb	12	<5	16	17	8	15
Elementos de las Tierras raras						
La	38.1625	30.9993	40.9647	41.1752	39.5097	46.9061
Ce	74.2641	63.6547	81.6417	76.8845	80.8033	87.476
Pr	9.19949	7.69915	9.60133	9.58286	10.2698	10.218
Nd	36.937	35.3089	36.5821	39.811	42.7028	39.9087
Sm	7.41452	7.02822	7.07804	8.28746	8.98323	7.91574
Eu	2.14464	1.93861	2.1288	2.45204	2.85089	2.18001
Gd	5.63218	5.45677	5.38153	6.07011	6.82757	5.76315
Tb	0.67675	0.56068	0.7358	0.76886	0.8972	0.73431
Dy	5.02687	4.56664	4.23415	4.63448	5.50615	4.50246
Ho	1.07503	0.7233	0.87004	0.8584	1.03593	0.82035
Er	2.6139	2.13094	2.11229	2.18175	2.60075	2.08009
Tm	0.3833	0.1784	0.32043	0.26686	0.31233	0.24619
Yb	2.691	2.102	2.248	2.253	2.515	1.950
Lu	0.435	0.197	0.353	0.326	0.339	0.259

ANEXO IV

Composición modal

Valores de la norma CIPW para las muestras del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova y la Sierra de Picachos

ANEXO IV: Norma CIPW para muestras del CICM y Sierra de Picachos.

Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Mg	Il	Ap
cm2	3.39	10.4	29.11	28.04	0	10.01	14.29	2.03	1.71	1.02
cm3	11.57	11.52	33.51	27.08	0	3.06	10.05	1.33	1.08	0.79
cm4	4.31	10.11	29.02	29.62	0	7.80	14.45	1.97	1.63	1.09
cm5	12.73	12.71	33.42	25.52	0	3.54	9.01	1.28	1.06	0.72
cm6	3.45	20.45	36.89	20.01	0	9.16	6.69	1.32	1.29	0.74
cm7	9.8	11.76	35.96	25.71	0	4.11	9.43	1.35	1.12	0.76
cm8	13.62	12.23	34.02	25.04	0	2.77	9.32	1.26	1.01	0.74
cm9	16.53	12.23	33.51	24.41	0	1.25	9.2	1.16	1.04	0.67
cm10	2.01	11.11	30.55	27.77	0	10.81	13.11	1.94	1.6	1.11
cm11	15.33	13.3	32.92	24.27	0	2.04	9.38	1.19	0.93	0.65
cm12	10.14	12.82	35.96	24.01	0	3.68	10.06	1.48	1.06	0.79
cm13	2.96	15.13	30.21	24.41	0	10.05	12.79	1.99	1.56	0.9
cm14	4.11	21.27	37.91	18.7	0	8.08	6.76	1.36	1.14	0.67
cm15	11.67	12.41	34.1	24.69	0	2.98	10.83	1.51	1.04	0.76
cm16	12.61	13.12	35.2	23.8	0	3.31	9.01	1.33	0.99	0.63
cm18	3.68	10.34	38.5	24.94	0	8.34	9.89	1.71	1.56	1.04
cm19	13.03	12.71	34.69	24.58	0	2.40	9.57	1.32	1.01	0.7
cm20	11.26	12.76	33.76	24.96	0	3.70	10.33	1.48	1.03	0.72
cm21	2	11.11	28.18	28.5	0	10.69	14.49	2.15	1.65	1.23
cm22	0.97	11.11	28.85	27.98	0	11.97	14.13	2.16	1.69	1.14
cm23	3.54	10.05	29.7	29.13	0	8.21	14.6	2.07	1.63	1.07
cm24	3.04	22.57	37.57	19.07	0	7.13	7.25	1.36	1.27	0.72
cm25	11.87	12.29	33.59	25.8	0	2.76	10.44	1.45	1.04	0.74
cm26	10.94	12.35	34.44	25.3	0	3.85	9.83	1.44	1.08	0.76
cm27	2.78	20.86	37.4	19.83	0	9.18	6.6	1.39	1.23	0.72
cm28	1.04	9.93	28.6	29.39	0	11.21	14.7	2.22	1.69	1.23
cm29	10.28	11.58	33.76	25.69	0	4.07	11.06	1.55	1.12	0.88
cm30	2.61	12.11	28.09	28.24	0	9.92	14.28	2.07	1.67	1.00
cm31	4.39	18.73	32.58	21.6	0	9.3	9.39	1.62	1.46	0.93
cm32	2.94	10.93	30.29	28.15	0	8.34	14.5	2.07	1.6	1.18
cm33	13.59	13.12	32.49	25.24	0	2.72	9.78	1.36	1.01	0.7
cm34	12.74	12.88	33.6	24.88	0	2.63	10.11	1.39	1.04	0.72
cm35	14.16	12.82	35.62	22.5	0	2.15	9.85	1.36	0.91	0.63
cm36	2	10.46	28.6	28.82	0	10.31	14.9	2.15	1.63	1.14
cm37	2.53	10.52	30.04	28.66	0	10.09	13.42	2	1.63	1.11
cm38	12.75	12.11	34.44	25.2	0	2.57	9.89	1.38	1.01	0.65
cm39	4.31	10.64	29.45	27.66	0	8.79	14.46	2.04	1.65	1
cm40	8.13	20.8	35.88	16.52	0	7.55	8.08	1.51	1.01	0.53
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Mg	Il	Ap
CZ-1	10.68	16.01	43.32	19.25	0	2.11	6.43	1.06	0.8	0.35
CZ-2	10.77	16.37	43.07	18.96	0	1.99	6.65	1.03	0.8	0.37
CZ-3	10.45	16.25	43.07	18.88	0	3.91	5.22	0.93	0.87	0.42
CZ-4	11.56	16.31	43.41	18.94	0	1.94	5.82	0.9	0.8	0.32
CZ-5	11.77	16.19	43.33	19.32	0	1.45	5.96	0.88	0.78	0.32
CZ-6	11.12	16.19	43.41	19	0	1.97	6.22	0.94	0.82	0.32
CZ-7	11.15	16.07	44.51	18.23	0	2.08	5.92	0.94	0.76	0.32
CZ-8	11.66	16.72	43.83	19.33	0	1.38	5.16	0.77	0.8	0.35
CZ-10	9.58	15.95	44.08	18.84	0	3.21	6	1.04	0.87	0.42
CZ-11	8.96	15.72	44.51	18.6	0	3.6	6.27	1.1	0.84	0.39
CZ-13	10.15	15.6	43.32	19.18	0	2.88	6.55	1.13	0.84	0.35

ANEXO IV: Norma CIPW para muestras del CICM y Sierra de Picachos.

Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Wo	Hy	Mg	Il	Ap
CP-1	0.4	27.2	43.8	14.3	0.0	7.5	0.0	4.2	1.2	1.1	0.4
CP-2	9.6	19.6	35.5	18.2	0.0	6.5	0.0	7.6	1.3	1.3	0.6
CP-3	0.2	22.2	39.8	17.8	0.0	10.4	0.0	6.0	1.4	1.5	0.7
CP-4	8.1	18.9	36.9	18.7	0.0	6.5	0.0	7.5	1.3	1.4	0.7
CP-5	9.3	19.2	36.2	18.3	0.0	6.5	0.0	7.4	1.3	1.2	0.6
CP-6	7.1	19.2	37.1	18.7	0.0	6.5	0.0	8.0	1.4	1.4	0.7
CP-8	7.4	21.0	39.1	18.4	0.0	10.4	0.0	1.4	0.7	1.0	0.6
CP-9	8.6	20.0	36.3	17.9	0.0	7.4	0.0	6.7	1.2	1.3	0.7
CP-10	9.3	19.7	35.0	19.1	0.0	5.8	0.0	8.0	1.3	1.3	0.6
CP-11	2.4	21.3	39.3	18.6	0.0	14.9	0.0	0.8	0.8	1.2	0.8
CP-12	11.5	26.5	34.3	13.6	0.0	5.4	0.0	6.2	1.2	1.0	0.4
CP-13	5.6	16.5	40.6	20.5	0.0	9.1	0.0	4.7	1.1	1.2	0.7
CI-2	14.3	20.2	39.1	17.8	0.0	0.8	0.0	5.8	0.9	0.8	0.4
CI-4	5.4	13.4	34.2	24.5	0.0	6.7	0.0	11.5	1.7	1.5	1.2
CI-5	3.5	16.6	37.9	22.8	0.0	9.6	0.0	6.2	1.3	1.3	0.7
CI-6	3.7	16.6	37.4	23.2	0.0	9.4	0.0	6.4	1.3	1.3	0.8
CI-8	1.4	19.2	33.9	21.8	0.0	20.4	0.0	0.0	0.8	1.4	1.1
CI-9	14.8	19.2	38.9	17.8	0.0	2.5	0.0	4.9	0.8	0.7	0.3
CI-10	16.0	19.4	37.7	18.6	0.0	1.5	0.0	4.9	0.8	0.7	0.3
CI-11	9.2	18.1	34.7	20.6	0.0	4.9	0.0	9.2	1.3	1.3	0.7
CI-12	0.2	10.2	40.5	20.8	0.0	23.4	1.2	0.0	1.0	1.5	1.2
CC-1	22.3	15.8	16.4	27.7	0.0	7.1	0.0	7.7	1.2	1.4	0.4
CC-2	2.3	21.2	36.6	17.1	0.0	10.4	0.0	8.7	1.5	1.4	0.9
CC-3	3.9	22.2	48.5	12.1	0.0	6.8	0.0	4.2	0.9	1.0	0.5
CC-4	2.6	21.2	36.6	17.5	0.0	8.1	0.0	10.2	1.5	1.4	1.0
CC-5	20.7	16.8	16.8	28.2	0.0	2.4	0.0	11.8	1.4	1.5	0.4
CC-8	11.1	18.9	39.9	17.0	0.0	4.5	0.0	6.3	1.0	0.9	0.5
CC-10	24.8	16.1	20.8	26.0	0.0	0.0	0.0	9.1	1.2	1.5	0.4
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	He	Il	Ti	Ap
LC1	16.7	25.4	34.1	14.5	0.0	3.5	1.1	3.6	0.2	0.5	0.5
LC4	13.8	24.0	31.7	15.3	0.0	6.5	1.8	5.2	0.3	0.8	0.7
LC5	12.1	23.3	34.5	15.7	0.0	5.1	2.2	5.4	0.3	0.7	0.7
LC6	13.5	16.9	31.4	21.6	0.0	5.3	3.5	5.8	0.3	1.0	0.8
LC7	14.6	18.9	34.3	19.4	0.0	3.3	3.1	4.8	0.2	0.8	0.7
LC8	11.2	18.2	33.6	20.7	0.0	4.3	3.9	6.1	0.3	1.0	0.8
LC9	12.1	17.6	32.2	21.4	0.0	4.8	3.3	6.5	0.3	1.0	0.8
LC10	13.0	17.6	32.4	21.3	0.0	5.2	2.7	5.9	0.3	1.0	0.7
LC11	17.0	25.4	33.2	14.8	0.0	3.4	1.1	3.9	0.2	0.5	0.5
LC12	16.2	25.4	35.4	13.9	0.0	3.0	1.0	4.0	0.3	0.4	0.5
LC13	13.8	24.0	30.7	17.2	0.0	3.7	3.4	5.4	0.3	0.7	0.7
LC14	16.6	18.3	31.2	20.2	0.0	4.0	3.0	5.0	0.2	0.9	0.6
LC15	11.5	17.0	31.3	22.1	0.0	4.5	4.8	6.5	0.3	1.1	0.8
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Mg	Il	Ap	He
PP1	7.5	15.6	36.0	23.5	0.0	7.2	5.1	3.1	1.3	0.8	0.0
PP2	6.4	14.1	38.2	24.3	0.0	6.4	5.8	2.6	1.4	0.7	0.0
PP3	12.0	17.3	36.8	20.7	0.0	3.6	5.9	2.0	1.1	0.6	0.0
PP4	10.7	17.0	37.7	20.6	0.0	4.7	5.6	2.0	1.1	0.6	0.0
PP5	6.3	15.3	39.3	24.0	0.0	5.5	5.6	2.3	1.2	0.6	0.0
PP6	6.6	14.1	36.0	24.9	0.0	6.3	5.1	4.8	1.5	0.9	0.0

ANEXO IV: Norma CIPW para muestras del CICM y Sierra de Picachos.

Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Mg	Il	Ap	He		
PP8	0.1	20.0	39.9	19.2	0.0	11.3	4.2	3.0	1.6	0.9	0.0		
PP9	1.7	27.3	41.9	14.4	0.0	7.8	3.5	1.8	1.2	0.5	0.0		
PP10	6.4	14.2	38.2	23.7	0.0	6.5	5.5	3.2	1.5	0.9	0.0		
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Ac	Di	Wo	Hy	OI	Mg	Il	Ap
OM-1	0	34.4	43.71	2.07	11.81	0	2.59	0	0	2.49	2.02	0.7	0.23
OM-2	0	33.95	28.79	0	26.22	5.24	3.96	0	0	0.99	0.22	0.44	0.19
OM-3	0	32.73	31.6	0	24.18	5.66	4.04	0	0	1.02	0.13	0.45	0.19
OM-4	0	33.21	29.53	0	28.11	4.66	3.33	0	0	0.45	0	0.23	0.09
OM-10	0	34.48	28.46	0	28.04	4.26	3.38	0	0	0.77	0	0.35	0.09
OM-5	0	33.18	30.97	0	23.86	4.33	3.63	0	0	1.67	0	0.23	0.09
OM-7	0	32.72	33.66	0	25.17	3.47	2.9	0	0	1.23	0	0.44	0.07
OM-8	0	34.87	51.26	2.29	3.31	0	3.52	0	0	1.17	2.07	1.14	0.37
OM-20	0	33.59	31.07	0	26.93	2.7	4.14	0	0	0.62	0	0.38	0.07
OM-21	0	30.53	38.67	0	11.7	3.15	9.42	0	0	2.25	1.66	1.9	0.7
OM-22	0	31.84	48.22	0	12.24	2.06	2.47	0	0	1.85	0.21	0.92	0.19
OM-23	0	34.1	40.19	0	16.53	2.42	4.24	0	0	1.19	0.13	1.05	0.14
OM-28	0	33.17	49.87	0	9.47	1.64	2.95	0	0	1.22	0.96	0.63	0.09
OM-29	0	24.35	50.6	2.33	8.53	0	7.4	0	0	2.41	2.23	1.5	0.65
OM-6	0	11.35	8.55	12.79	25.02	0	25.31	0	0	6.86	3.07	4.94	2.11
OM-9	0	13.36	16.04	16.14	17.81	0	20.03	0	0	3.24	7.47	3.57	2.34
OM-13	0	13.59	36.15	14.9	4.21	0	11.83	0	0	6.64	5.63	4.9	2.15
OM-16	0	11.23	37.02	14.39	4.61	0	12.6	0	0	7.68	5.13	5.07	2.27
OM-25	0	5.02	19.37	26.7	7.89	0	20.04	0	0	10.81	3.93	4.82	1.41
OM-26	0	14.77	14.64	19.64	14.35	0	20	0	0	8.67	2.26	4.14	1.53
OM-27	0	13.77	23	19.32	11.2	0	14.59	0	0	6.96	5.86	3.7	1.6
OM-30	0	20.1	7.22	20.59	11.91	0	20.93	0	0	9.21	4.37	3.97	1.71
OM-12	0	17.2	30.98	12.88	6.97	0	13.48	0	0	6.16	5.42	5.01	1.9
OM-14	0	12.35	33.47	14.95	4.24	0	13.88	0	0	7.37	5.8	5.55	2.39
OM-15	0	9.04	27.25	22.02	5.22	0	13.24	0	0	8.39	6.05	5.89	2.9
OM-34	0	8.04	34.7	23.26	0	0	9.61	0	2.07	10.75	3.61	5.09	2.87
OM-11	0	1.18	10.65	34.3	0.65	0	29.24	0	0	19.09	2.84	1.84	0.21
OM-17	0	1.6	19.72	35.87	0	0	19.02	0	0.05	15.57	3.41	3.38	1.39
OM-31	0	6.2	21.44	26.86	3.78	0	19.49	0	0	10.52	5.29	5.43	0.97
OM-35	0	2.84	21	52.81	2.2	0	10.94	0	0	3.37	3.18	3.29	0.39
OM-18	0	0.59	0.54	23.28	3.05	0	45.27	6.72	0	0	6.98	7.03	6.53
OM-32	0	0.83	2.6	23.21	2.58	0	43.98	8.43	0	0	6.58	6.38	5.4
OM-33	0	0.95	1.24	22.74	3.18	0	43.56	8.7	0	0	7.37	7.39	4.89
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Wo	Hy	OI	Mg	He	Il	Ap
R1	3.23	26	39.77	17.7	0	6.65	0	0.16	0	3.9	0.67	1.25	0.67
R2	0	14.89	29.47	24.76	0.22	16.68	0	0	2.77	7.76	0	2.05	1.39
R3	0	19.62	35.69	24.77	1.25	8.71	0	0	1.11	5.85	0.45	1.54	1.02
R5	1.48	33.45	51.95	9.53	0	0.92	0.82	0	0	1.16	0	0.57	0.12
R6	0.09	28.77	47.38	15.43	0	2.79	0.82	0	0	2.09	1.39	0.89	0.35
R7	12.03	16.61	39.68	21.37	0	4.27	0	0.31	0	3.02	1.18	1.04	0.49
R8	10.84	16.54	40.44	21.46	0	4.59	0	0.31	0	4.09	0.11	1.06	0.56
R9	0.77	20.56	44.16	17.8	0	9.24	0	1.24	0	4.15	0	1.35	0.72
R11	3.43	25.82	42.98	16.79	0	4.94	0.4	0	0	3.6	0.54	1.04	0.46

ANEXO IV: Norma CIPW para muestras del CICM y Sierra de Picachos.

Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Mg	He	Il	Ti	Ap	
M11	8.05	13.41	30.97	26.09	0	6.45	6.07	6.23	0	1.67	0	1.07	
M13	1.55	16.55	27.33	23.67	0	13.98	7.2	6.61	0	1.98	0	1.14	
M14	5.98	14.71	29.45	25.48	0	10.26	5.2	6.31	0	1.73	0	0.88	
M15	4.22	12.23	29.27	28.04	0	11.99	3.14	8.21	0	1.84	0	1.07	
M16	10.32	13.89	33.08	26.61	0	4.95	2.93	6	0	1.29	0	0.93	
M17	4.38	12.47	29.11	27.8	0	12.2	3.91	7.12	0	1.9	0	1.11	
M23	16.69	12.71	33.6	25.79	0	1.77	2.77	4.94	0	1.03	0	0.7	
M24	9.86	11.94	35.62	28.26	0	3.72	3.05	5.47	0	1.29	0	0.79	
M25	5.5	13.12	29.53	27.25	0	10.75	3.7	7.31	0	1.8	0	1.04	
M27	3.32	13.89	28.6	26.51	0	10.78	6.23	7.41	0	1.96	0	1.3	
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Wo	Hy	He	Il	Ti	Ap	
LR1	0	19.09	27.5	24.01	0	12.32	0	4.42	9.66	0.43	1.48	1.07	
LR2	5.43	21.22	35.8	18.98	0	7.63	0	2.19	6.61	0.36	0.9	0.88	
EP1	6.85	17.08	34.69	23.05	0	7.59	0	1.59	6.26	0.21	1.69	1	
EP2	9.17	24.88	42.98	13.38	0	4.46	0.59	0	3.03	0.11	1.02	0.39	
CCP1	8.98	23.64	44.43	14.09	0	2.54	0	1.26	3.75	0.24	0.7	0.37	
EC1	14.76	17.43	35.2	20.93	0	2.44	0	2.31	4.93	0.26	1.14	0.6	
EL1	15.54	15.6	37.06	20.37	0	3.08	0	1.66	4.89	0.3	0.94	0.56	
EL2	10.18	16.67	34.78	22.29	0	4.8	0	2.28	6.49	0.24	1.44	0.83	
CB1	7.8	22.99	40.87	14.61	0	5.55	0	1.19	4.98	0.26	1.12	0.65	
CC1	0	33.15	37.45	15.09	1.85	5.53	0.7	0	4.79	0.36	0	0.37	
LI1	1.07	29.49	46.12	12.61	0	4.62	0.52	0	4.04	0.32	0.89	0.32	
LI2	9.23	23.82	44	11.36	0	3.47	0	1.63	4.64	0.24	1.07	0.56	
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	OI	Mg	He	Il	Ap	
S02	3.84	12.41	30.97	27.11	0	9.09	7.18	0	3.9	0.67	1.25	0.67	
S04	10	15.84	42.99	21.86	0	3.38	0.32	0	4.2	0.03	0.95	0.42	
S06	1.26	12.53	29.95	25.54	0	14.14	6.4	0	7.21	0	1.88	1.09	
S07	11.31	12.82	33.25	27.19	0	4.05	3.65	0	5.74	0	1.1	0.88	
S09	1.99	25	52.04	15.29	0	1.28	0.38	0	2.69	0.53	0.61	0.19	
S12	0	24.58	30.17	18.8	2.68	12.92	0	1.78	6.23	0	1.44	1.39	
S15	0	19.38	17.3	20.89	5.85	20.63	0	5.36	7.05	0	1.82	1.71	
S17	0	24.46	9.41	17.81	7.96	26.06	0	2.13	8.68	0	1.97	1.51	
S18	0.46	24.76	43.66	21.95	0	2.78	0.93	0	3.73	0.48	0.85	0.39	
S22	1.19	36.05	46.79	10.15	0	1.31	0.71	0	2.36	0.61	0.57	0.25	
Muestra	Q	Or	Ab	An	Ne	Ac	Di	Wo	Hy	He	Il	Ti	Ap
SL1	15.22	15.42	36.72	21.95	0	0	2.35	0	1.7	4.81	0.3	0.99	0.53
SL2	11.38	13.83	37.15	24.57	0	0	4.08	0	1.39	5.53	0.36	1.05	0.65
SL3	16.71	15.54	37.57	20.6	0	0	2.5	0	1.28	4.25	0.32	0.76	0.46
SL4	17.8	16.61	37.07	19.63	0	0	2	0	1.31	4.17	0.3	0.69	0.42
SP1	8.64	35.35	49.58	0	0	0.07	0	0	0.3	5.38	0.32	0.21	0.14
SP2	8.56	28.55	56.95	0.57	0	0	0.64	0.16	0	4.27	0.24	0.02	0.05
SP3	14.58	32.27	46.37	0.37	0	0	0.04	0	0.78	4.41	0.19	0.81	0.19
SP4	0	32.98	31.43	0	24.3	7.32	1.65	0.92	0	0.83	0.35	0	0.17
SP5	0	36.65	31.98	0	22.1	4.25	1.91	0.6	0	1.76	0.24	0	0.19

Resultados de la norma CIPW usando el programa CHEMCAST versión 2.0 (FORD, 1992). Q; cuarzo, Or; ortoclasa, Ab; albita, An; anortita, Ne; nefelina, Ac; acmita Di, diopsida, Hy; hiperstena, Mg; magnetita, He; hematita, Il; ilmenita, Ti; titanita, Ap; apatito, Ol, Olivino, Wo; wollastonita.