

Universidad Nacional Autónoma de México



Centro de Geociencias
Posgrado en Ciencias de la Tierra



Distribución de los depósitos estratoligados de Barita, Celestina, Fluorita y Plomo-Zinc en el Noreste de México y ejemplo de los mantos de celestina en la Sierra del Venado, Coahuila.

T E S I S

Que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra
(Geoquímica y Petrología)

presenta

Iván Rafael Puente Solís

Mayo del 2007.



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

AGRADECIMIENTOS

A mi familia

Agradezco a mis padres *Rafael y Nohemí*, por su apoyo incondicional en cada una de las decisiones y etapas de mi vida, les agradezco también la confianza para escuchar, conversar lo que a través del tiempo ha pasado por mi mente, gracias por sus consejos y por sentir que somos amigos. A *Francelia*, que aunque sus gestos de apoyo han sido escasos, siento el fuerte lazo que nos une y que siempre estará ahí para tenderme la mano. A *Mimí*, por haberme dado el sobrino más fabuloso del mundo, por su amistad, el amor de hermanos que me brinda sin pena y el soportar mis llamadas a altas horas de la noche, cuando necesitaba escuchar a una voz amiga para sentirme parte de mi tierra. Tampoco olvido el apoyo de *Juan Antonio y Alberto Benjamín*, ya que la vida nos hizo amigos, pero Dios nos hizo hermanos. Es necesario hacer una mención especial en estas líneas a mi sobrino *Misael*, el cuál siempre ha sido un motor de vida desde el momento que supe de su existencia; pero sobre todo por mostrarme la capacidad de reconocermelo y por ser un fuerte eslabón de mí para con familia.

A mi grupo de trabajo

Le agradezco mucho a mi director de tesis Dr. Eduardo González Partida, sus enseñanzas, comentarios, correcciones y discusiones, todas ellas para el mejoramiento del trabajo, reflejándose en un producto final de calidad; gracias también por ser amigo y por tu apoyo académico y económico, siempre incondicional. A mi amigo, el candidato a doctor Francisco González Sánchez, quien además de darme su conocimiento y abundante experiencia en campo, me ha dado su amistad y el sentir de pertenencia a su familia. A los revisores del trabajo, Rosa María Prol Ledezma, Martín Valencia Moreno, Lucas Ochoa Landín y especialmente al doctor Antoni Camprubi, por su cuidadosa revisión y valiosos comentarios. Agradezco también a los doctores Jordi Tritlla y Gilles Levrèsse, los comentarios realizados durante la primer etapa de mi formación en el CGEO.

A mis amig@s y compañeros en las ciudades de San Luis Potosí y Querétaro

Por el apoyo brindado, gracias a Jaime Hernández, Francisco González, Gildardo González, Aldo Ramos, Andrés Felipe, Isaac, Margarito Tristán, Julio Pinto, Lupillo Cavazos, Laura Granja, Janet Villareal, Jackeline Calzada, Normita González, Elia Trejo, Laura Herrera, Ericka Muñoz, Gerardo Sánchez, Luis Arvilla, Sergio Lezama, Juan A. Rodríguez, Alberto Díaz, Shack, Edgar, Pedro Evodio, Fernando, Héctor, Miguel Ángel, Amador, Alfredo, Toño, Oscar, Chilo, Lenin, Joel, Emilio, Rodolfo, Jesús Pacheco, Pepe, Iván Barajas, Javier, Jesús Silva, Juan Martín, Lupita, Maru, Janet Linares, Blanca, Laura Mori, Jenisei, Nancy, Lina, Norma Hinojo, Paula, Monserrat, Marisol, Nelly, Viridiana Flores, Nellely, Ángeles Hernández, Jeni, Liliana Mendoza, Amalia Acuña, Dinah Ramírez y Kaori.

Al personal del CGEO en Juriquilla

Muchas gracias a todo el personal administrativo y de base. Gracias especiales a Soledad Medina y Teresita de Jesús por el auxilio con las bases bibliográficas y su atención siempre esmerada en la biblioteca; a Juan Tomás en el laboratorio de laminación, por la fabricación de las láminas delgadas y secciones doblemente pulidas.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

A los proyectos números **XXXXX y XXXXX**, por el apoyo económico en la primera salida al área de estudio.

A
los
caídos....

INDICE

Dedicatoria		i
Agradecimientos		ii
Índice		iii
Índice de Figuras y Tablas		vi
Resumen		xi
Abstract		xii
CAPITULO I	GENERALIDADES	
1.1	Introducción.	1
1.2	Localización.	2
1.3	Antecedentes.	2
1.4	Estadísticas	4
1.5	Justificación y objetivos.	5
1.6	Metas.	6
1.7	Metodología.	6
CAPITULO II	GEOLOGÍA REGIONAL, EVOLUCIÓN PALEOTECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL NORESTE DE MEXICO.	
2.1	Ambiente regional.	9
2.2	Elementos tectónicos actuales (NE de México).	10
2.2.1	Elementos tectónicos.	10
2.3	Desarrollo tectónico Mesozoico.	13
2.3.1	Reconstrucción del supercontinente Pangea (Paleozoico Tardío).	13
2.3.2	Etapa de <i>rift</i> (Triásico Tardío-Calloviano).	14
2.3.3	Etapa de deriva (Jurásico Tardío).	16
2.3.4	Etapa de enfriamiento Cretácico.	16
2.4	Evolución paleogeográfica del Mesozoico.	17
2.4.1	Triásico Tardío – Jurásico Medio (pre-Calloviano)	19
2.4.2	Jurásico Tardío	19
	<i>Calloviano a Oxfordiano Temprano</i>	19
	<i>Oxfordiano Medio a Kimmeridgiano</i>	21
	<i>Thitoniano a Portlandiano</i>	23
2.4.3	Cretácico	23
	<i>Neocomiano</i>	23
	<i>Barremiano a Aptiano Temprano</i>	25
	<i>Aptiano medio a Aptiano Tardío</i>	26
	<i>Albiano</i>	27
	<i>Cenomaniano</i>	29
	<i>Maestrichtiano</i>	30
2.5	Principales fallas regionales del NE de México	31
2.5.1	Falla La Babia (FLB)	31
2.5.2	Falla de San Marcos (FSM)	31
2.5.3	Megacizalla Mojave-Sonora (MMS)	32
2.5.4	Falla Transformante de Tehuantepec o Tamaulipas-Chiapas (FTCH)	32
2.6	Actividad magmática del Terciario	33
CAPITULO III	ASPECTOS TEORICOS SOBRE LAS INCLUSIONES FLUIDAS.	
3.1	Clasificación de las inclusiones fluidas	34
	a) Inclusiones primarias	34
	b) Inclusiones secundarias	35
	c) Inclusiones pseudosecundarias	36

3.2	Modificación post-atrapamiento	37
3.2.1	Difusión	37
3.2.2	Intercambio Isotópico	37
3.3	Interpretación de datos de inclusiones fluidas	37
3.3.1	Características generales	37
3.3.1.1	Temperatura de homogeneización y salinidad	37
3.3.1.2	Densidad de fluidos	38
3.3.1.3	Contenido de volátiles	39
3.3.1.4	Composición del soluto	39
3.4	Procesos físicos de la modificación de fluidos	40
CAPITULO IV	DEPÓSITOS TIPO MISSISSIPPI VALEY	
4.1	Definición	42
4.2	Características de los depósitos <i>Mississippi Valley-type</i>	43
4.2.1	Distribución y localización	43
4.2.2	Mineralización e inclusiones fluidas	43
4.2.3	Geoquímica isotópica	44
4.3	Texturas	45
4.4	Alteración hidrotermal	46
4.5	Edad de los depósitos	47
4.6	Modelos genéticos	47
CAPITULO V	DISTRIBUCION DE LOS DEPÓSITOS ESTRATOLIGADOS DE BARITA, FLUORITA, CELESTINA Y PB-ZN EN EL NE DE MÉXICO.	
5.1	Distribución de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn similares a MVT, en el noreste de México	50
5.1.1	Distribución de los depósitos estratoligados de barita en el noreste de México	52
5.1.2	Distribución de los depósitos estratoligados de celestina en el noreste de México	53
5.1.3	Distribución de los depósitos estratoligados de fluorita en el noreste de México	56
5.1.4	Distribución de los depósitos estratoligados de Pb-Zn en el noreste de México	60
5.2	Distribución estratigráfica regional de las estructuras mantiformes mineralizadas del NE de México. Implicaciones de transporte y precipitación de los cuerpos	63
CAPITULO VI	DEPÓSITOS ESTRATOLIGADOS DE LA SIERRA DEL VENADO	
6.1	Estratigrafía Local en la Sierra del Venado	67
6.1.1	Paleozoico	67
	<i>Fm. Las Delicias</i>	67
6.1.2	Mesozoico	68
	<i>Fm. Las Uvas (Aptiano Temprano – Aptiano Medio)</i>	68
	<i>Fm. Acatita (Aptiano Medio – Albiano Temprano)</i>	69
	<i>Fm. Aurora (Albiano Temprano – Albiano Tardío)</i>	70
6.2	Características de los mantos de celestina en la Sierra del Venado	71
6.2.1	Características generales	71
6.2.2	Rasgos individuales de los mantos de celestina	73
	<i>Descripción Manto México</i>	73
	<i>Descripción Manto Zanja 1</i>	75
	<i>Descripción Manto Cuatrociénegas</i>	77
	<i>Descripción Manto Reynosa</i>	79
	<i>Sección semi-detalle nivel 1a</i>	81

CAPITULO VII	ANÁLISIS MICROTERMOMÉTRICO DE LOS MANTOS DE CELESTINA EN LA SIERRA DEL VENADO.	
7.1	Antecedentes de la microtermometría en los depósitos estratoligados del NE de México	83
7.2	Petrografía de inclusiones fluidas en la mina El Lucero	85
7.3	Resultados del análisis microtermométrico	88
	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	95
A)	Distribución Regional de los Yacimientos	96
B)	Geoquímica de fluidos en El Lucero	98
	Conclusiones	100
BIBLIOGRAFÍA		102
ANEXOS		

Índice de Figuras.

		Página
Figura 1.1.	Mapa de localización del área de estudio. a: Área de estudio; b: Modelo de elevación digital mostrando la fisiografía de la zona de trabajo, nótese el cuadro interno que representa a la figura c (Leyenda: MTY: Monterrey, SAL: Saltillo; TRN: Torreón, LB: La Babia, MUZ: Múzquiz, SAB: Sabinas, CC: Cuatrociénegas, MON: Monclova, LAM: Lampazos, SPC: San pedro de las Colonias; c: Detalle de las Sierras del Venado, La Fragua y Alamitos, el rectángulo negro indica el área correspondiente a la carta Valle Hundido (INEGI, G13B58; Esc. 1: 50 000).	3
Figura 2.1	Elementos paleotectónicos actuales en el noreste de México y sur de Texas. Explicación: NL: Nuevo Laredo; TA: Tampico; CV: Ciudad Victoria; S: Saltillo; M: Monterrey. (Modificado de Goldhammer, 1999).	12
Figura 2.2	Modelo tectónico para la evolución de la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) y la Provincia del Golfo de México (PGM), modificado de Goldhammer, 1999.	15
Figura 2.3	Paleogeografía del Triásico tardío al Jurásico medio (pre-Calloviana), modificado de Goldhammer, 1999. Observe el recuadro en el margen inferior izquierdo, éste representa la explicación exclusiva para la presente figura.	17
Figura 2.4	Tabla cronoestratigráfica generalizada para el noreste de México, modificada de Goldhammer, 1999.	18
Figura 2.5	Paleogeografía del Calloviano al Oxfordiano temprano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo. Nota: La leyenda es la misma para todas las reconstrucciones paleogeográficas, excepto para la figura 2.4.	20
Figura 2.6	Paleogeografía del Oxfordiano medio al Kimmeridgiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.	21
Figura 2.7	Paleogeografía del Tithoniano al Portlandiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo. Nota: La explicación de los símbolos está referida en la figura 2.5.	22
Figura 2.8	Paleogeografía del Neocomiano, modificada de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo. Nota: gran parte de la plataforma carbonatada Guaxcamá es especulativo, ya que se conoce poco sobre ella en éste intervalo de tiempo.	24
Figura 2.9	Paleogeografía del Barremiano al Aptiano temprano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.	26
Figura 2.10	Paleogeografía del Aptiano medio al Aptiano tardío, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.	27
Figura 2.11	Paleogeografía del Albiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.	28
Figura 2.12	Paleogeografía del Cenomaniano, modificada de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.	29
Figura 2.13	Paleogeografía del Maestrichtiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.	30
Figura 3.1	Formación de inclusiones primarias. a: formación a través de vacíos o cavidades; b: formación mediante disolución parcial; c: formación sobre cristales en crecimiento; d: formación sobre crecimiento rápido del cristal. Modificado de Roedder (1984).	35
Figura 3.2	Cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias (Tomado de Roedder, 1984). En este caso, las letras a-d, muestran las diferentes etapas de formación de inclusiones secundarias, mediante la cicatrización de una fractura.	36
Figura 3.3	Inclusiones pseudosecundarias: a) Confinadas a la superficie de soldadura de un cristal (sectores AD y BC). O bien singenéticas, con inclusiones primarias regeneradas (sectores AB y CD) restringidas en este último caso o superficies débilmente atacadas; E y F espacios primarios, asociados con corrosión globulares múltiples. b) Confinadas a superficies de corrosión planas. c) Asociadas con superficies de corrosión debidas a la exfoliación (Tomado de Roedder, 1984).	36
Figura 3.4	Diagrama resumen de la temperatura de homogeneización-salinidad, ilustrando rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos. Nótese que los campos no deberían ser considerados definitivos y las composiciones existen fuera de los rangos mostrados. Adaptado de Wilkinson (2001).	38

Figura 3.5	Configuración temperatura de homogeneización-salinidad, mostrando densidades (gr/cm ³) de soluciones saturadas de vapor NaCl-H ₂ O. Adaptado de Wilkinson (2001).	39
Figura 3.6	Diagrama esquemático que muestra las tendencias típicas en Salinidad – Th, debido a diferentes procesos de evolución de los fluidos. Adaptado de Wilkinson (2001).	40
Figura 4.1	Mapa de Norteamérica, mostrando la mineralización MVT (Pb-Zn), las cuencas intracratónicas y la ocurrencia de hidrocarburos asociado a ellas. Modificado de Anderson & Macqueen, 1988.	42
Figura 4.2	Ilustración esquemática del sistema mineral MVT, modificado de Sverjensky (1989).	48
Figura 5.1	Distribución mundial de los distritos y depósitos tipo MVT (Modificada de Sangster, 1990). 01, Washington Land; 02, Polaris; 03, Eclipse; 04, Nanisivik; 05, Reef Ridge; 06, Gayna; 07, Bear-Twit; 08, Godlin; 09, Pine Point (Canadá); 10, Esker; 11, Robb Lake; 12, Monarch-Kicking Horse; 13, Giant; 14, Metaline; 15, Upper Mississippi Valley (EUA); 16, Central Missouri (EUA); 17, Southeast Missouri (EUA); 18, Tri-State (EUA); 19, Northern Arkansas (EUA); 20, Central Tennessee (EUA); 21, East Tennessee (EUA); 22, Austinville (EUA); 23, Friedensville (EUA); 24, Gays River (EUA); 25, Daniel's Harbour (EUA); 26, Coahuila (México); 27, San Vicente (Perú); 28, Vazante; 29, Naval; 30, South Pennine (Inglaterra); 31, Lainsvall (Ucrania); 32, Variscides (Bélgica); 33, Picos de Europa; 34, Reocin; 35, Maestrat (España); 36, Cévennes; 39, Cave di Predil; 40, Bleiberg; 41, Cracow-Silesia; 42, Irankuh; 43, El-Abed-Mekta (Argelia); 44, Bou-Dahar (Marruecos); 45, Bou-Grine; 46, Pering-Bushy park; 47, Marico; 48, Emei; 49, Sichuan; 50, Qilichang; 51, Kangdian (China); 52, Dairy; 53, Sorby Hills (Australia); 54, Coxco(Australia); 55, Lennard Shelf (Australia).	49
Figura 5.2	a) Distribución de altos de basamento y cuencas internas en el noreste de México en su configuración actual, el recuadro con líneas segmentadas representa el área de la figura 6.3b; b) Fisiografía actual del noreste de México, el cuál muestra las diferentes sierras y serranías mencionadas en el texto.	51
Figura 5.3	Distribución de los depósitos estratoligados de barita en las sierras de La Encantada (oeste) y Santa Rosa (extremo este). Ambas estructuras fisiográficas, se encuentran dentro de la Cuenca de Sabinas.	52
Figura 5.4	Distribución de los depósitos estratoligados de celestina, sobre y alrededor del Bloque Coahuila. Nótese la alta concentración en las sierras de Los Alamitos y Australia, en comparación con las sierras de La Paila, El Venado y La Fragua.	55
Figura 5.5	Distribución de los depósitos estratoligados de celestina a lo largo del lineamiento Torreón-Monterrey, sobre las sierras La Peña, San Lorenzo y Jaboncillo. La línea discontinua, representa el extremo occidental del lineamiento Torreón-Monterrey.	55
Figura 5.6	Distribución de los depósitos estratoligados de fluorita. Observe la disposición cercana a los bordes del Bloque Burro-Salado y Cuenca de Sabinas, en las sierras del Burro, del Carmen, San Benito, Boquillas, San Vicente, La Babia, Los Guajes y Sierra Atravesada. La línea discontinua de color azul, representa la traza de la Falla La Babia, o lineamiento Boquillas-Sabinas.	59
Figura 5.7	Distribución de los depósitos estratoligados de Plomo-Zinc en la cuenca de Sabinas, específicamente en las sierras de Hechiceros, Perdida, Encantada, del Caballo, y sierra del Fuste.	62
Figura 5.8	Distribución de los depósitos estratoligados de Plomo-Zinc al norte del Bloque Coahuila, casi en la traza de la Falla de San Marcos (línea discontinua). Observe las sierras de San Marcos, La Gavia, Sacramento y sierra de Enmedio (extremo inferior derecho).	62
Figura 5.9	Tabla cronoestratigráfica generalizada del noreste de México y emplazamiento de yacimientos estratoligados (Modificada de Goldhammer, 1999). Nótese la sucesión barita-celestina-fluorita, hacia rocas de plataforma más recientes.	64
Figura 5.10	Sección geológica esquemática del noreste de México (Bloque de Coahuila y Bloque Burro-Salado) para el huroniano, las flechas amarillas indican la circulación de los fluidos a partir de niveles profundos de la cuenca.	66
Figura 6.1	Columna litoestratigráfica generalizada de la Sierra del Venado, Coahuila. Modificado de Lehmann <i>et al</i> (1999).	68
Figura 6.2	Vista panorámica de la Formación Acatita hacia el noroeste, frente al acceso a la mina "El Lucero" en la Sierra del Venado, Coahuila.	69
Figura 6.3.	Rocas de la formación Acatita. a y b: evaporitas en la base de los mantos mineralizados, observe la textura "chicken wire"; c: miembro basal de la Fm. Acatita, con un alto contenido de fósiles.	70

Figura 6.4.	a: Mapa geológico regional de la zona de estudio, el recuadro al centro indica el área correspondiente a la figura 3.4b, modificado de Ortega-Gutierrez, <i>et al.</i> (1992). b: Detalle geológico de las sierras de las Margaritas (SM), Australia (SA), La Fragua (SF), El Venado (SV), Las Delicias (LD), y el valle del Sobaco (VS). El color morado intenso corresponde a rocas del basamento (Fm. Las Delicias) (COREMI, 1993). El recuadro en la parte superior central, representa el área de la figura 3.4c. c: Geología de la carta G13B58 (1:50000) del INEGI, correspondiente a la hoja Valle el Hundido, modificado de Fitz-Díaz <i>et al.</i> (2005) mostrando la localización de la mina El Lucero.	72
Figura 6.5	Plano geológico a semidetalle de la mina El Lucero, en la Sierra del Venado, Coahuila. Las estrellas amarillas indican la zona de descripción a detalle (vea secciones siguientes) y muestreo de los mantos. Nota: La anhidrita basal, representada en la columna condensada, solo aflora sobre el camino, por lo que no está dentro del área representada del mapa	73
Figura 6.6.	Algunos vestigios de la roca encajonante (Fm. Acatita) dentro del manto Reynosa. a: Las flechas indican la presencia de relictos ("caballos") de roca encajonante (horizonte color gris-marrón), y mantiene un rumbo e inclinación similar a las rocas de la zona sin mineralización. b: Nódulos de sílice de pocos centímetros, cuyos bordes sirven como base para el desarrollo de mineralización.	74
Figura 6.7.	Manto México. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MM-1, MM-2, MM-3; b: Mineralización en bandas rítmicas en la parte inferior y cristales masivos en la parte superior del manto, obsérvese la disposición estratiforme de la mineralización con respecto a la roca encajonante; c: Detalle del cambio lateral de la mineralización masiva hacia bandas rítmicas en la parte superior del manto; d: Detalle de las bandas rítmicas del manto México, obsérvese el reemplazamiento casi total de la roca encajonante y la disposición de crecimiento de los cristales.	75
Figura 6.8	Manto Zanja 1. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MZ-1 a MZ-5; b: Disposición del manto Zanja 1 en campo, obsérvese la disposición concordante a la estratificación de los horizontes mineralizados; c: Detalle del horizonte MZ-4, con mejor continuidad en las bandas que el horizonte inferior; d: Detalle de las bandas más amplias del manto Zanja 1; obsérvese el desarrollo de los cristales; e: Huecos con celestina de grano fino y mineralización en el borde de la roca encajonante; f: Detalle de la mineralización de celestina en la base de los estratos de la Fm. Acatita.	76
Figura 6.9	Manto Cuatrociénegas. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MCZ-1 a MC-5; b: Disposición del manto Cuatrociénegas en campo; c: Mineralización de celestina bandeada concordante a la estratificación (miembro MC-4); nótese también la mineralización a través de las fracturas en la roca encajonante; d: Cristales tabulares de celestina con textura de enrejado, similares a "abanicos" (miembro MC-3), obsérvese la disposición del crecimiento a partir de los horizontes bandeados (MC-2 y MC-4); e: Detalle de la mineralización en los miembros MC-2, 3 y 4 del manto Cuatrociénegas; f y g: Variaciones laterales en la parte basal del miembro MC-2, obsérvese el crecimiento en libro de los agregados cristalinos de celestina.	78
Figura 6.10	M Manto Reynosa. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MR-1 a MR-5; b: Disposición del manto Reynosa en campo. Dado que la fotografía está tomada de manera oblicua a la extensión del manto, no aparece la base del miembro MR-2; c: Ampliación de los horizontes MR-2 y MR-3, obsérvese la presencia de nódulos de pedernal derivados de la roca original. El recuadro en la parte superior derecha muestra el detalle de uno de los nódulos, a partir del cuál se produce, el desarrollo de cristales de celestina; d: Parte central del miembro MR-2, donde aparecen relictos de roca encajonante altamente oxidados; e: Detalle de la cristalización de celestina dentro de cavidades en la roca encajonante, obsérvese el desarrollo cristalino hacia el interior de la cavidad.	80
Figura 6.11	Sección geológica de la mina El Lucero, localizada en la Sierra del Venado, Coahuila. En la parte inferior izquierda aparece el mapa geológico de El Lucero, mostrado en la figura 6.5.	82
Figura 7.1	Compilación de datos microtermométricos obtenidos en los depósitos del noreste de México vs. distritos MVT s.s. en el Valle del Mississippi.	84
Figura 7.2	Columna estratigráfica condensada de la mina El Lucero. El muestreo para inclusiones fluidas está detallado a la derecha e izquierda de la columna, representando respectivamente especímenes en superficie y en interior mina. En la descripción se le asignó un número a cada manto, dependiendo de su posición estratigráfica, para el mejor entendimiento de las figuras que continúan en el texto.	86
Figura 7.3	Petrografía de inclusiones fluidas. A,B y C, muestran abundantes inclusiones bifásicas en celestina (redondeadas a elipsoidales) y su coexistencia con inclusiones monofásicas en el mismo plano; D, E y F, exponen las inclusiones monofásicas en yeso de la Fm. Acatita, donde solo pudo determinarse la salinidad del fluido. El rectángulo negro en la parte superior izquierda de cada una de las fotografías representa 10 μ m.	87
Figura 7.4	Gráficos de las medidas microtermométricas en El Lucero. a) Diagrama Temperatura de homogeneización <i>versus</i> Salinidad; b) Histogramas de frecuencias para Th; c) Histograma de frecuencias para los datos de salinidad.	88

Figura 7.5	Gráficos de las medidas microtermométricas de los mantos en superficie de la mina El Lucero. a) Diagrama Temperatura de homogeneización <i>versus</i> Salinidad; b) Histogramas de frecuencias para Th; c) Histograma de frecuencias para los datos de salinidad.	89
Figura 7.6	Gráficos de las medidas microtermométricas de los mantos cortados en el nivel 1A, interior mina El Lucero. a) Diagrama Temperatura de homogeneización <i>versus</i> Salinidad; b) Histogramas de frecuencias para Th; c) Histograma de frecuencias para los datos de salinidad.	90
Figura 7.7	Posición estratigráfica <i>versus</i> Temperatura de homogeneización y Salinidad. Para observar la descripción detallada de la columna, refiérase al capítulo VI de éste trabajo.	91
Figura 7.8	Diagramas Th vs. Salinidad de los mantos en superficie. Los cuatro diagramas están colocados de acuerdo a su posición estratigráfica. Véase la leyenda al margen derecho de cada una de las gráficas. La línea segmentada, indica la tendencia.	92

Índice de Tablas.

Tabla 5.1	Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de barita.	52
Tabla 5.2	Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de celestina.	53
Tabla 5.3	Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de fluorita.	57
Tabla 5.4	Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de Pb-Zn.	61
Tabla 7.1	Datos microtermométricos para los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn en el NE de México.	83
Tabla 7.2	Resumen de los datos microtermométricos de inclusiones fluidas para la Sierra del Venado, Coahuila.	93

RESUMEN

En el noreste de México (en los estados de Coahuila, Nuevo León y parte de Tamaulipas), se encuentran las provincias de celestina y fluorita más importantes a nivel mundial; además, existe una gran cantidad de depósitos estratoligados de barita y Pb-Zn. Todos ellos se presentan concordantes a la estratificación, con morfología de mantos, lentes, relleno de cavidades kársticas, y una gran diversidad de texturas, emplazados en rocas evaporíticas y carbonatadas de plataforma del Cretácico. Tal emplazamiento sugiere un carácter epigenético en la formación de los depósitos.

Desde hace algunas décadas, estos depósitos fueron catalogados bajo un amplio espectro de tipos de mineralizaciones, que incluían desde epitermales, teletermales, skarns e inclusive fueron considerados como cuerpos singenéticos; no obstante, hasta la fecha no se ha descrito formalmente en el noreste de México, una provincia de yacimientos estratoligados relacionados al tipo *Mississippi Valley-type (MVT)*, a pesar de las semejanzas en la tectónica, geología, ambiente sedimentario, el comportamiento de las salmueras y los datos isotópicos con la tipología *MVT*.

La construcción de una base de datos de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn, mediante la búsqueda, análisis, discriminación y verificación (parcial) en campo de la información minera existente en el noreste de México (\approx 450 documentos), así como el manejo de los datos generados mediante un SIG, muestran un zoneamiento regional para el noreste de México, coincidiendo fuertemente con los elementos paleogeográficos y/o paleotectónicos establecidos durante el Jurásico, así como alineados a grandes fallas regionales. Además, presentan una distribución vertical en la estratigrafía regional del área, en el sentido: barita \rightarrow celestina \rightarrow fluorita, ocurriendo los depósitos de barita en rocas de edad Neocomiano tardío-Barremiano, posteriormente la celestina en rocas del Albiano, y por último los depósitos de fluorita en rocas del Albiano tardío-Cenomaniano; mientras que los depósitos de Pb-Zn presentan un comportamiento estratigráfico más disperso que los minerales anteriores. Esta distribución zonal pudo haber sido generada mediante dos maneras: a) debido a pulsos mineralizantes derivados de la cuenca en etapas de tiempo diferentes, o bien b) que las especies minerales pertenecieran en inicio a un mismo fluido, el cuál, conforme ocurría su ascenso por el grueso paquete sedimentario, precipitó cada una de las especies, con base al índice de solubilidad: $BaSO_4 \rightarrow SrSO_4 \rightarrow F_2Ca$.

Por otro lado, a partir del trabajo de campo se realizó un muestreo sistemático en menas y roca encajonante, a partir de lo cuál, se procedió a realizar un análisis microtermométrico en algunos mantos de celestina en la sierra del Venado (Bloque Coahuila), tratando de observar el comportamiento de la salmuera y temperaturas de homogeneización, de manera más local. Los datos obtenidos, presentan rangos en T_h de 54° a 141°C y en salinidad de 6.7% a 14.6% eq. peso NaCl; mostrando un máximo en la concentración modal de T_h en los intervalos 94°-133°C y 114°-123°C, así mismo, se presentan dos modas en salinidad en los intervalos 6.7%-8.6% y 12.7%-14.6% eq. peso NaCl; ajustándose bien a los valores compilados para los depósitos *MVT* s.s. en Estados Unidos y el NE de México. Estos datos, agrupados mediante diferentes enfoques (mantos en superficie, mantos interior mina y comparaciones

entre horizontes), podrían indicar procesos de dilución con fluidos superficiales, implicados en la precipitación de la celestina; ésta idea es fuertemente fortalecida por la presencia de dos familias con salinidad muy diferente. Por otra parte, a partir de las observaciones del trabajo de campo, así como de los análisis en laboratorio practicados sobre los mantos de celestina en la sierra del Venado, en donde se ha definido su carácter estratoligado, reemplazando niveles evaporíticos de la Fm. Acatita, texturas que delatan su carácter epigenético, así como las temperaturas de homogeneización y composición en la salmuera estudiada, permiten considerar a éstos cuerpos mineralizados, como cuerpos mineralizados similares a los depósitos *Mississippi Valley-type*.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

A finales de la década de 1980, los yacimientos estratoligados de Pb-Zn, definidos como depósitos *Mississippi Valley-type (MVT)*, aportaban la mayor cantidad de plomo y zinc en la producción de los Estados Unidos, junto a los *VMS (Vulcanogenic Massive Sulfide)* y *Sedex* (Tikkanen, 1986). La mayoría de éstos depósitos presentan ganga consistente en barita, celestina y fluorita.

En la república mexicana, estos últimos constituyen los minerales de mena. En el noreste de México, se encuentran dos de las provincias con depósitos de celestina y fluorita más importantes a nivel mundial, con características geológicas equiparables a *MVT*. Desde hace algunas décadas el estado de Coahuila ha sido objeto de intensos trabajos de prospección y exploración minera, enfocados básicamente a la búsqueda de cuerpos económicos de Pb-Zn y cobre estratiforme del tipo "*Kupferschiefer*" (Miguel Heredia, com. pers.). Sin embargo, los depósitos de barita, celestina y fluorita fueron poco atractivos debido al bajo precio de estos minerales, a los altos costos de flete o transporte, y a los bajos tonelajes de los cuerpos. Esto último no es del todo cierto, ya que a nivel distrito el tonelaje suele ser suficiente para permitir la explotación industrial. Este impulso en la exploración, lo llevaron a cabo esencialmente el Consejo de Recursos Minerales (hoy Servicio Geológico Mexicano) e instituciones académicas con fines científicos.

El presente trabajo consta de dos partes. La primera de ellas trata de la construcción de mapas de distribución, tanto en espacio como en la estratigrafía regional, de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn en el noreste de México. Dichos mapas fueron construidos mediante diferentes capas de información geográfica digital, incluyendo geología regional, curvas topográficas (con una equidistancia de 200m), y la compilación bibliográfica de los depósitos, formando una base de datos (Anexo 5). La segunda parte del trabajo se centra en la descripción detallada de las texturas y en el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas de un depósito estratoligado de celestina (SrSO_4), denominado "Mina El Lucero", localizado en la Sierra del Venado, Coahuila.

Cabe hacer notar dos detalles: un "yacimiento" es definido como una concentración anómala de minerales aprovechables, justificando la explotación económica. En éste trabajo, se utilizaron indistintamente los términos "yacimiento" y/o "depósito", para hacer referencia a los cuerpos mineralizados, sin implicar alguna connotación económica. Además, el comité internacional sobre nombres y nomenclaturas minerales, determina oficialmente el nombre "celestina" para la fase rica en estroncio, correspondiente a la solución sólida barita-celestina ($\text{BaSO}_4\text{—SrSO}_4$); aunque también, el término "celestita" es ampliamente utilizado en la literatura.

1.2 LOCALIZACIÓN

Debido al enfoque regional del presente trabajo, el área de estudio se extiende sobre la porción noreste del territorio mexicano entre las coordenadas geográficas 100° a 104° de longitud oeste y entre los 24° a 30° de latitud norte (Figura 1.1a, b). Ello incluye casi todo el estado de Coahuila y parte de los estados de Chihuahua, Durango, Nuevo León, Tamaulipas y Zacatecas. Fisiográficamente existen tres provincias en el área de estudio, que son Sierras y Llanuras del Norte, Sierra Madre Oriental, y Grandes Llanuras de Norteamérica. La altimetría del área varía entre 200 y 3000 msnm (COREMI, 1993). Con respecto a las provincias geológicas de México, el área estudiada contiene a la Plataforma de Coahuila, el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, el Cinturón Orogénico Chihuahuense, y la provincia Miogeoclinal del Golfo (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1992).

El estudio textural y microtermométrico de inclusiones fluidas fue realizado en la mina “El Lucero”, localizada en las coordenadas geográficas 102° 38' 42.26" de longitud oeste y 26° 33' 21.99" de latitud norte (UTM: 734 599 E, 2939 263 N). Dicho yacimiento se encuentra en la Sierra del Venado dentro del bloque Coahuila, al noroeste de la Sierra de los Alamitos, así como al sur de la Sierra de la Fragua y al suroeste de la Sierra de San Marcos (Figura 1.1c).

1.3 ANTECEDENTES

En el área de estudio existen diversos trabajos regionales con diferentes enfoques, comprendiendo estudios estratigráficos (Goldhammer, 1999), sedimentológico-fosilíferos (Lehman *et al.*, 1998), estructurales (Eguiluz de Antuñano y Aranda-García, 1984), y geoquímicos, siendo éste último uno de los enfoques principales del presente trabajo de tesis. En años recientes, con la implementación de nuevos sistemas de información geográfica y de procesadores de computadora han surgido algunos intentos para la creación de bases de datos geológicos globales (Laramée, 2004), con los que un usuario cualquiera pueda interactuar (p.e. NAVDAT: *North American Volcanic Rock Database*).

Temple y Grogan (1963), realizaron una detallada descripción mineralógica, textural y estructural de los depósitos mantiformes de fluorita en el noreste de México, observando dos diferentes formas de emplazamiento de la mineralización, en mantos y vetas. Igualmente, postulan un origen hidrotermal para los depósitos, relacionado con la actividad volcánica en el Terciario, donde los depósitos mantiformes son debidos a la naturaleza impermeable de las rocas (Fm. Del Río) que sobreyacen a las rocas carbonatadas.

Salas (1973) describió la geología de los depósitos de celestina en la Sierra de La Paila, al oriente de la Sierra de Los Alamitos, determinando que los mantos fueron formados por reemplazamiento de rocas preexistentes. Tal interpretación se basa en el hallazgo de nódulos de pedernal dentro de los mantos, que mantienen el rumbo original de los estratos.

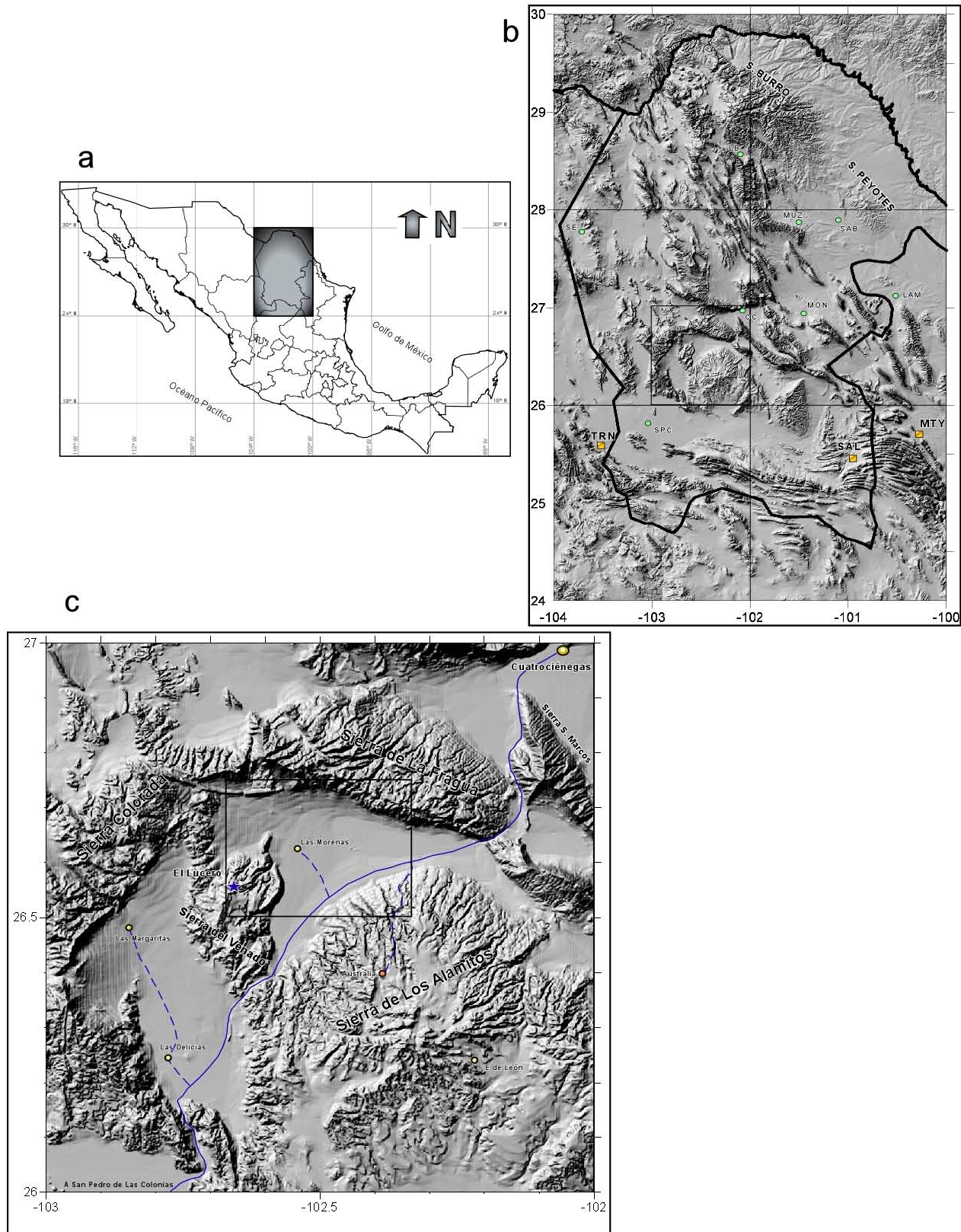


Figura 1.1a: Mapa de localización del área de estudio; b: Modelo de elevación digital mostrando la fisiografía de la zona de trabajo, nótese el cuadro interno que representa a la figura c; c: Detalle de las Sierras del Venado, La Fragua y Alamitos, el rectángulo negro indica el área correspondiente a la carta Valle Hundido (INEGI, G13B58; Esc. 1: 50 000). Clave: MTY: Monterrey, SAL: Saltillo; TRN: Torreón, LB: La Babia, MUZ: Múzquiz, SAB: Sabinas, CC: Cuatrociénegas, MON: Monclova, LAM: Lampazos, SPC: San pedro de las Colonias.

Kesler (1977) realizó estudios geoquímicos en los mantos de fluorita del norte de México (inclusiones fluidas e isotopía de S). El autor describe la asociación espacial de dichos mantos con rocas riolíticas del Terciario medio, observando la mineralización adyacente a estas rocas volcánicas, y considera que la formación de estos depósitos se produjo mediante la interacción de agua de formación con magmas riolíticos. En este modelo, los magmas habrían aportado flúor, calor, agua magmática y posiblemente azufre hacia la zona de aguas connatas. Posteriormente, estos mismos depósitos fueron objeto de otros estudios geoquímicos (isótopos de Sr; Kesler *et al.*, 1983), donde según los autores, los datos medidos se grafican a lo largo de una línea de mezcla entre las rocas carbonatadas del área y las rocas volcánicas del Terciario (riolitas a microsienitas).

Kesler y Jones (1981) realizaron estudios isotópicos de S y Sr en celestina, barita y yeso de las cuencas Mesozoicas del noreste de México, a nivel regional. Según este estudio las capas de yeso presentan composiciones que reflejan un origen sedimentario del Cretácico. La celestina presenta valores de $\delta^{34}\text{S}$ más ligeros y relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menos radiogénicas que el yeso. El Sr menos radiogénico habría derivado de las rocas carbonatadas del Cretácico, mientras que el Sr más radiogénico habría derivado de las arcosas que conforman el relleno de las cuencas sedimentarias.

Desde sus primeros trabajos petrográficos, Kesler (1977) observó inclusiones fluidas con hidrocarburos. Tal fue el objetivo de estudios a detalle en el depósito de fluorita “La Purísima” (González-Partida *et al.*, 2002), donde los autores interpretan que la secuencia rocosa del Jurásico en la cuenca de Sabinas-Chihuahua es la fuente de los hidrocarburos en inclusiones fluidas dentro de algunos cristales de fluorita. Así, el evento magmático alcalino de la provincia Trans-Pecos movilizó las salmueras de cuenca y los hidrocarburos atrapados dentro de las inclusiones. Existen también algunos depósitos de fluorita con características similares a depósitos tipo *Mississippi Valley* (González-Partida *et al.*, 2003) en el distrito Encantada-Buenavista, en donde los autores observan la mezcla de dos salmueras diferentes, implicadas en la precipitación de fluorita.

En los últimos años se han realizado diversos estudios, que abarcan el comportamiento particular de los yacimientos (Torres-Hernández, 2003; Ramos-Rosique, 2004; Lamadrid-de Aguinaco, en proceso; Villareal-Fuentes, en proceso), el comportamiento regional metalogénico y geoquímico (Tritlla *et al.*, 2005b), y observaciones de distribución (Puente-Solís *et al.*, 2005a) relacionadas con la paleogeografía. Estas observaciones serán detalladas en un capítulo posterior.

1.4 ESTADÍSTICAS

En el año 2004, la economía mundial registró un crecimiento anual de 5.1% en el producto interno bruto (PIB). De una manera similar, también creció la demanda de materias primas y bienes manufacturados (Secretaría de Economía, 2004). A continuación, se menciona el comportamiento en los mercados internacionales de los metales y minerales que se involucran en esta tesis, para los años 2003 y 2004.

Plomo-Zinc.- La producción minera mundial de Pb-Zn, presentó crecimientos de distintas magnitudes. Para el Pb se registró un incremento de 5.7%, de 2003 a 2004, mientras que la producción de Zn presentó un aumento de 1.1% (Secretaría de Economía, 2004). En 2003, México produjo 150,000 Tm de Pb, presentándose como el 6º productor mundial de dicho mineral (Smith, 2003), y 460,000 Tm de Zn (Plachy, 2003).

Barita.- La producción mundial de barita creció 3.5% de 2003 a 2004, debido a la estimulación de las actividades de exploración de hidrocarburos. China es el primer productor del este producto, mientras que México fue el 5º productor mundial con 300,000 Tm en 2004 (Miller, 2004a).

Fluorita.- La producción mundial de fluorita se incrementó en un 5.7% de 2003 a 2004. México es el 2º productor mundial con 808,000 Tm en 2004 (Miller, 2004b), mientras que China es el principal productor de fluorita en el mundo. Se estima que las reservas de fluorita en México pueden soportar alrededor de 50 años de explotación al ritmo actual (González-Partida *et al.*, 2002; González-Partida *et al.*, 2003).

Celestina.- México es el primer productor mundial de celestina, seguido por España y China, aunque, éstos superan a México en la producción de carbonato de estroncio (Ober, 2004), utilizado directamente en la industria. La cifra estimada de la producción en México hasta mayo de 2005 fue de 180,000 Tm (Ober, 2004).

1.5 JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

Los yacimientos estratoligados de barita, celestita, fluorita y Pb-Zn del área de estudio, presentan características similares a los depósitos tipo *Mississippi Valley*. Hasta la fecha, ésta tipología no había sido descrita en el noreste de México, mientras que en el sureste de los Estados Unidos es ampliamente reconocida. En ambas localidades existen amplias similitudes (tectónica, geológica y de ambiente de depósito), donde la discrepancia principal radica en la mineralización mena y ganga; es decir, en el sureste de los Estados Unidos, la ganga es compuesta por barita, fluorita y celestina; mientras que éstos minerales en el noreste de México representan gran parte de la producción mundial, por lo cuál, es necesario entender los procesos de formación, emplazamiento y distribución de los depósitos.

Éste último punto es precisamente el objetivo principal de este trabajo, el cuál fue desarrollado mediante la utilización de un Sistema de Información Geográfica (SIG). Observando los patrones de distribución y su relación con los elementos paleogeográficos circundantes, se pretenden distinguir los controles implicados en génesis, transporte y depositación, hasta lograr su configuración actual.

Además, se pretende caracterizar geológica y mineralógicamente al conjunto de depósitos estratiformes de celestina que conforman la Sierra del Venado, mediante la realización de un estudio textural y microtermométrico de inclusiones fluidas sobre un yacimiento en desarrollo, determinando los patrones de las temperaturas de homogeneización (Th), salinidad (% eq. peso NaCl), caracterizando así, la tipología a la que pertenecen dichos depósitos.

1.6 METAS

Las metas principales son dos. En primer lugar, se pretende establecer un modelo regional para la evolución de los fluidos de cuenca, asociados a la formación de los depósitos estratoligados en el noreste de México, ya que la presencia de las clases minerales de barita, celestina y fluorita en un solo distrito es poco común y/o poco documentado, además de la presencia de algunos depósitos de clase mundial. En segundo lugar, se pretenden discriminar los puntos claves en la exploración y búsqueda de yacimientos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn similares a *MVT* sobre el área más favorable en el territorio mexicano.

1.7 METODOLOGÍA

La idea principal del presente trabajo de tesis consiste en la elaboración de mapas donde se pueda filtrar la información requerida para problemas específicos.

Este trabajo se desarrolló según cuatro etapas principales: (a) recopilación y análisis bibliográfico, (b) jornadas de campo, (c) trabajo de laboratorio, (d) procesamiento de la información y redacción, todas ellas detalladas a continuación.

a) Recopilación y análisis bibliográfico

Se recopiló la información existente sobre depósitos estratoligados en el noreste de México. Asimismo, se recopiló información geológica relevante de la zona de estudio, y sobre otras áreas en el mundo con cuerpos mineralizados de características similares a los yacimientos estratoligados en el noreste de México. Así, se construyó una base de datos conteniendo depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn, mediante una búsqueda bibliográfica en alrededor de 450 documentos así como su análisis y discriminación.

Debido al contexto minero del trabajo, la principal fuente de información fueron los archivos técnicos (en formato digital e impreso) del Consejo de Recursos Minerales (COREMI, ahora denominado Servicio Geológico Mexicano, SGM). Además de los archivos técnicos del SGM, se recopiló información en publicaciones científicas, revistas de divulgación, planos de localización, tesis inéditas. Además, mediante reconocimientos de campo de nuestro grupo de trabajo se descubrieron algunos pequeños depósitos en el campo, no descritos en informes del SGM.

Como primera parte del manejo de la información, se aplicó un primer filtro en base a la sustancia denunciada dentro de los lotes mineros, resultando en unos 350 archivos técnicos útiles para este estudio de los aproximadamente 450. El segundo filtro de la información se aplicó en base a la morfología o carácter estratoligado del depósito, a la mineralogía de mena (barita, celestina, fluorita y Pb-Zn), a la presencia de alteración hidrotermal de baja temperatura (dolomitización, silicificación ligera e, inclusive, ausencia de alteración), y la no asociación del depósito con fenómenos ígneos reconocibles. Los depósitos con morfología poco clara fueron examinados en el campo.

Los campos de información establecidos en la base de datos son los siguientes: (1) estado, (2) municipio, (3) referencia bibliográfica, (4) clave digital CRM, (5) nombre del depósito, (6 y 7) coordenadas geográficas, (8) mineral mena o principal, (9) mineral secundario, (10) minerales de ganga, (11) tipo de alteración, (12) estructura del depósito, (13) muestreo y (14) unidad (Formación) encajonante.

b) Jornadas de campo

Durante el análisis de la información se encontraron algunos depósitos estratoligados difíciles de discriminar o catalogar debido a varios motivos, como la información poco precisa del depósito en los archivos técnicos del SGM, mineralogía inusual, asociación a eventos magmáticos poco claros, no aflorantes o de carácter teletermal, así como la ocurrencia mineral en áreas poco favorables para ésta tipología. Así, se realizaron 2 jornadas de campo durante las que se realizó la observación detallada de los depósitos y su discriminación subsecuente. En base a tales observaciones se realizó un muestreo en diversos yacimientos o cuerpos mineralizados, como la mina “El Lucero” en la Sierra del Venado.

Dicho trabajo consistió en las siguientes etapas:

1) Con base en el mapa geológico de Fitz *et al.* (2005) en el área de Cuatrociénegas y Valle del Hundido, se examinaron litologías, contactos geológicos y estructuras existentes.

2) Se efectuó una descripción detallada, tanto de la roca encajonante como de los mantos (capítulo VI), tanto en superficie como en interior de mina, procediendo después a un muestreo sistemático representativo en 25 sitios del yacimiento. De estas muestras, 15 fueron para análisis petrográficos, 16 para microtermometría de inclusiones fluidas, y 25 para isotopía de C, O y S. Cabe indicar que, a la fecha los resultados de los análisis de isótopos estables siguen en proceso.

c) Trabajo de laboratorio

El análisis petrográfico y microtermométrico fue realizado en el laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales, del Centro de Geociencias UNAM; además, en el laboratorio de laminación correspondiente al mismo CGEO, se desarrollaron las láminas delgadas y las láminas doblemente pulidas. El análisis petrográfico de éstas láminas (roca caja y mantos mineralizados) se desarrolló en un microscopio binocular marca Nikon, modelo Optophot2-pol, mientras que el análisis microtermométrico, se realizó en una platina térmica calentable-enfriable Chaixmecca.

La microtermometría de inclusiones fluidas (IF), consiste en la medición de las temperaturas a las que ocurren los cambios de fase, para cuya observación se emplea un microscopio petrográfico de luz transmitida, al que se acopla la platina térmica. Para el presente trabajo se analizaron 138 inclusiones fluidas en celestina y yeso correspondientes a 16 láminas doblemente pulidas, la mayoría de las IF son bifásicas y su carácter primario fue determinado mediante petrografía debido a su ocurrencia en los planos de crecimiento de los cristales. El número de medidas correspondiente a cada muestra fue variable, ya que la existencia de inclusiones bifásicas primarias es limitada, coexistiendo con inclusiones pseudosecundarias y secundarias.

d) Procesamiento de la información.

Esta etapa comprendió desde la digitalización de mapas geológicos, digitalización de los elementos paleogeográficos y estructuras regionales (fallas), elaboración de figuras, secciones geológicas, generación de curvas de nivel, georeferenciación de geología (Carta Geológica de México (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1992); Carta Tectónica de México (Padilla y Sánchez *et al.*, 1994)), ploteo de gráficas y la generación de modelos de elevación digital, que se utilizaron en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Todo lo anterior se efectuó mediante el uso de diferentes paquetes de *software* (Arc View, ArcMap, AutoCad, Surfer, Gema, Canvas, Microsoft Office).

Mediante el cumplimiento de todos los objetivos anteriores, se obtuvo un modelo regional de las mineralizaciones, basado en las diferentes capas de información generadas.

CAPITULO II GEOLOGÍA REGIONAL, EVOLUCIÓN PALEOTECTÓNICA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL NORESTE DE MÉXICO.

2.1 AMBIENTE REGIONAL

La geología del norte de México se ha agrupado en dos grandes regiones, la Provincia del Golfo de México al este (PGM) y la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) (Goldhammer, 1999). Estas tuvieron una evolución tectónica y estilos estructurales distintos, además de estar separadas por fallas regionales. También registran, diferentes patrones estratigráficos producto de la interacción de los diferentes elementos tectónicos con los cambios en el nivel del mar, así como diferencias en el aporte y tipo de sedimento (de Cserna, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994). En la PGM, la evolución tectónica del Mesozoico fue dominada por el desarrollo de un margen pasivo asociado con la apertura del Golfo de México, sobreimpresa por la orogénesis Larámide, sin magmatismo (Pindell, 1985, 1993; Salvador, 1987, 1991abc; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Bartok, 1993; Marton y Buffler, 1993). Esta provincia incluye a las cuencas de Sabinas, La Popa, Parras, Burgos, Magiscatzin y Tampico-Misantla; donde la evolución estratigráfica fue dominada principalmente por cambios eustáticos (Todd & Mitchum, 1977; Vail *et al.*, 1984; Haq *et al.*, 1987; Scott *et al.*, 1988; Goldhammer *et al.*, 1991; Scott, 1993; Lehmann *et al.*, 1998; Yurewicz *et al.*, 1993).

El estilo evolutivo de las cuencas en la PPOM tiene poco que ver con la evolución tectónica del Golfo de México; es decir, la subducción en el Mesozoico a lo largo del margen Pacífico, controló los tipos de depósitos de las cuencas desarrolladas en la PPOM, donde el desarrollo de facies fue fuertemente afectado por tectonismo relacionado al arco adyacente y por el aporte de sedimentos. En la PPOM también se emplazó un complejo de arco vulcano-plutónico de larga vida, denominado arco de Sinaloa durante el Jurásico al Cretácico Tardío, y denominado arco Alisitos después del Cretácico Tardío (Tardy, 1977; Servais *et al.*, 1982; Sedlock *et al.*, 1993).

Después de la formación de Pangea a finales del Paleozoico, la PPOM experimentó dos ciclos tectónicos mayores de extensión y cierre tras-arco (parcial a total), controlados por la subducción en el margen Pacífico. La fase primigenia de extensión tras-arco se produjo del Triásico Tardío al Jurásico Medio dando origen (hacia el oeste del bloque de Coahuila) a la Depresión de Chihuahua y al Geosinclinal Mexicano. Al oriente del bloque de Coahuila se produjo la rotación antihoraria de Yucatán con la consiguiente fase de *rift* del proto-Golfo de México. Hacia el Jurásico Tardío se produjo el cierre parcial y la inversión de la cuenca de tras-arco preexistente, formando cabalgaduras en algunos lugares y la reactivación tectónica del bloque de Coahuila (Tardy, 1977; de Cserna, 1979, 1989; Dickinson, 1981; Servais *et al.*, 1982; Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1986; Limón, 1989).

La siguiente fase de extensión tras-arco se produjo hacia el Cretácico Temprano, entre el arco Sinaloa y el bloque de Coahuila, reactivando la Depresión de Chihuahua y la parte norte del Geosinclinal Mexicano, recibiendo grandes cantidades de sedimentos volcanoclásticos (Dickinson, 1981). En la parte

oriental del bloque de Coahuila, la PGM experimentó paralelamente una subsidencia desacelerada del margen pasivo. Hacia el Cretácico Tardío, la PPOM experimentó la fase Larámide de cierre e inversión en la parte norte del Geosinclinal Mexicano y la Depresión de Chihuahua en que se depositó el *flysch* del Cretácico Temprano-Medio. En el Cretácico Tardío, un levantamiento substancial del arco Alisitos coincide temporalmente con levantamientos regionales dirigidos hacia el este y con la deformación por compresión, produciendo la formación de la faja plegada de la Sierra Madre Oriental (de Cserna, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994).

2.2 ELEMENTOS TECTÓNICOS ACTUALES

La configuración estructural y estratigráfica del NE de México es el resultado de una evolución tectónica compleja, que se compone de varios eventos enunciados aquí de manera cronológica:

- a. El evento orogénico Marathon-Ouachita, en el Pérmico-Triásico.
- b. El desmembramiento de Pangea entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio.
- c. La apertura del Golfo de México de manera subsecuente a la separación de Pangea.
- d. El desarrollo del margen pasivo en el Cretácico Tardío.
- e. La deformación Laramide en el Terciario Temprano.

Estructuralmente, el punto importante consiste en bloques de fallas de basamento de edad Triásico a Liásico, cuyos desarrollos reflejan, en parte, patrones orogénicos de metamorfismo e intrusiones ígneas del Paleozoico Tardío (Wilson, 1990). Estos bloques de falla del Mesozoico Temprano, controlan los patrones estratigráficos del Jurásico Tardío y el Cretácico (Wilson *et al.*, 1984), además de influenciar de manera importante, los patrones estructurales de la orogenia Laramide y el depósito en las cuencas internas (Charleston, 1981; Wilson, 1990; Johnson *et al.*, 1991; Soegaard *et al.*, 1997).

2.2.1 Elementos tectónicos

Elemento tectónico 1. Bloque de Coahuila (BC).

El bloque Coahuila es limitado hacia el norte por la Falla San Marcos (Charleston, 1981), la cuál es una estructura lateral izquierda de edad post-Paleozoico (Figura 2.1), presumiblemente activa durante la extensión y *rifting* del NE de México. El bloque de Coahuila, fue un alto de basamento persistente en el Mesozoico, influenciando substancialmente las facies y estratigrafía del Triásico Tardío hasta el Cretácico (Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990).

Esta unidad fue descrita por primera vez por Kellum *et al.* (1936) como “Península de Coahuila”, la cual extendía el área Acatita-Las Delicias-San Marcos hacia la plataforma Burro-Salado. El bloque Coahuila (Figura 2.1) se caracteriza por amplios anticlinales dómicos con vergencia al sureste, que refleja una deformación Larámide de baja intensidad, sobre rocas carbonatadas del Cretácico (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Lehmann *et al.*, 1998). Los anticlinales de mayor tamaño son los de La Paila, Alamitos, El Venado, Los Remedios, El Zapatero y Tlahualillo, los cuáles son pliegues simétricos y relativamente simples (Padilla y Sánchez, 1986). El BC corresponde a un bloque de basamento rígido y somero

compuesto principalmente por intrusiones granitoides de edades Permo-Triásicas (Wilson *et al.*, 1984), que representan las raíces de un sistema de arcos de islas formado al sur del frente orogénico Marathon—Ouachita por causa del cierre de Gondwana y Norteamérica (Pindell & Dewey, 1982; Pindell, 1985; Wilson, 1990).

Elemento tectónico 2. Sierra Madre Oriental (SMO)

La Sierra Madre Oriental, o cinturón plegado y cabalgado de la SMO, se formó durante la Orogenia Larámide (Cretácico Tardío-Eoceno). Se caracteriza por varios cinturones de anticlinales y sinclinales elongados en forma de arco, con una tendencia este-oeste, curvándose hacia el sur en su extremo oriental. Estos anticlinales son muy escarpados, con flancos verticales y algunos son recumbentes hacia el norte (de Cserna, 1956; Tardy *et al.*, 1975; Padilla y Sánchez, 1982; Aranda-García, 1991). La SMO consiste esencialmente de material geológico, producto de la instauración del rift en el Triásico Tardío al Cretácico, hasta la secuencia del margen pasivo.

Dentro de la SMO, cerca de Ciudad Victoria, afloran rocas metasedimentarias del Pérmico-Carbonífero y depósitos tipo *flysch* del Pérmico, producto del cinturón orogénico Marathon-Ouachita (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985). La presencia de estas rocas se explicó mediante la postulación de la Megacizalla Mojave-Sonora (Figura 2.1), definida como una falla lateral izquierda del Triásico Tardío-Jurásico Medio (Anderson y Schmidt, 1983). Dicha estructura, ha sido motivo de fuerte controversia en tiempos recientes, por lo cuál se tratará en el texto más adelante.

Elemento tectónico 3. Cinturón Plegado de Coahuila (CPC)

El cinturón plegado de Coahuila (CPC) se formó durante la Orogenia Larámide (Humphrey, 1956; Murray, 1959; McBride *et al.*, 1974; Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982) y consiste de numerosos anticlinales aislados, fuertemente comprimidos, elongados, orientados con tendencia NW-SE. Éstos están separados por valles sinclinales amplios. El CPC presenta características de basamento Mesozoico que influenciaron los patrones de sedimentación. Dichas características son: (a) una depresión de basamento localizada al norte del BC, marcando la cuenca Mesozoica de Sabinas, (b) el alineamiento NW-SE del arco de Burro-Salado, y (c) el alineamiento NW-SE del arco de Tamaulipas (Figura 2.1).

La cuenca de Sabinas fue definida por Humphrey (1956) como Golfo de Sabinas, coincidiendo geomorfológicamente con la provincia de Cuencas y Sierras de Coahuila, la cual está compuesta por una espesor aproximado de 6000m de depósitos Jurásicos y Cretácicos. La depresión se produjo inicialmente por el desarrollo de un *rift* entre dos altos de basamento (bloque Coahuila al sur y el arco de Burro-Salado al noreste; figura 2.1) (González-García, 1979; Aranda-García y Eguiluz de Antuñano, 1983; Eguiluz de Antuñano y Aranda-García, 1984; Padilla y Sánchez, 1986). Dentro de la Cuenca de Sabinas existen intrusivos Permo-Triásicos de composición granítica (islas de La Mula y Monclova; figura 2.1) que actuaron como altos de basamento (Jones *et al.*, 1984; Wilson, 1990) y reflejan, al igual que los intrusivos de Coahuila, remanentes de un arco de islas del Pérmico-Triásico.

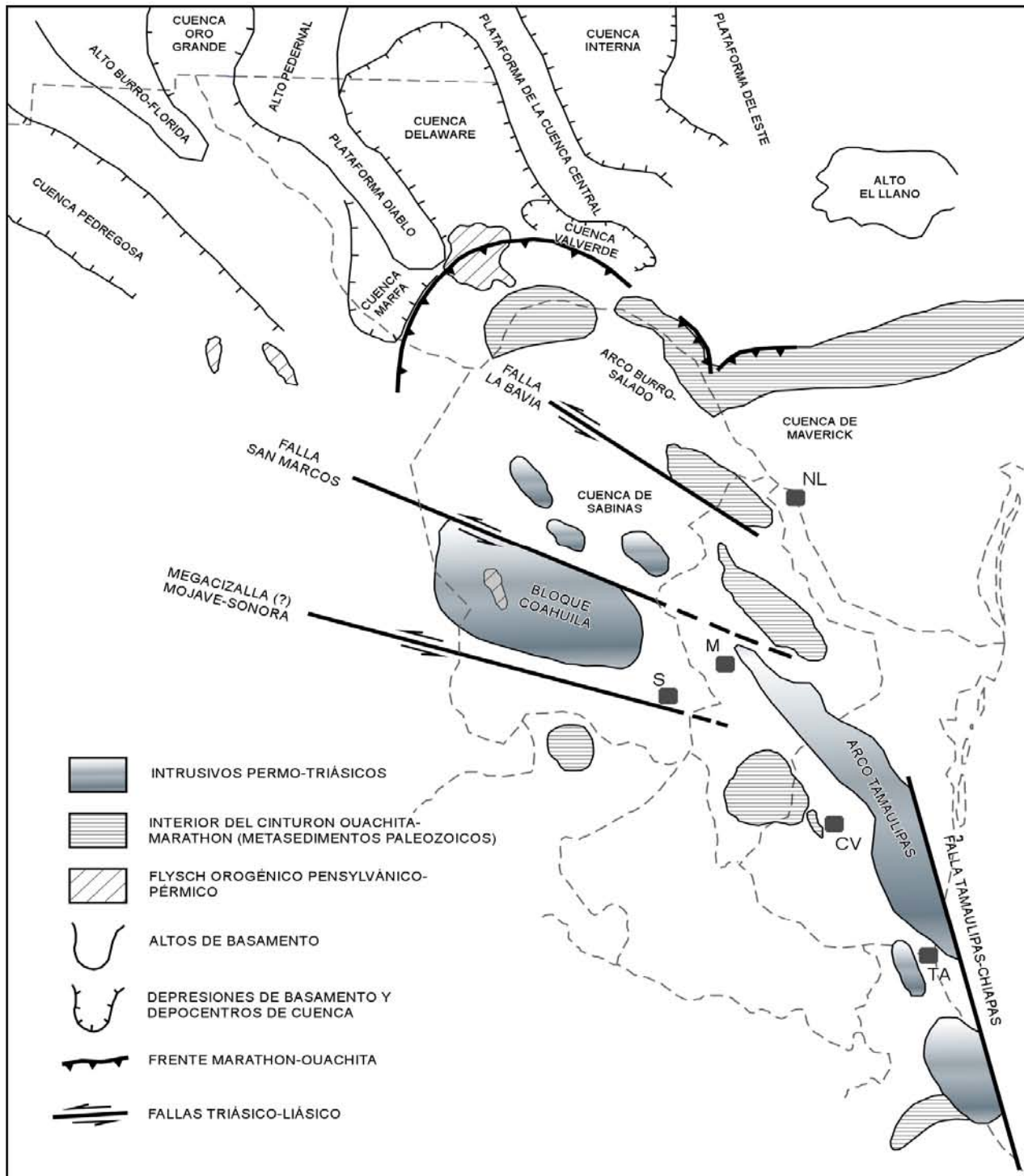


Figura 2.1 Elementos paleotectónicos actuales en el noreste de México y sur de Texas. Explicación: NL: Nuevo Laredo; TA: Tampico; CV: Ciudad Victoria; S: Saltillo; M: Monterrey. (Modificado de Goldhammer, 1999).

Elemento tectónico 4. Arco Burro-Salado y Arco de Tamaulipas

El Arco Burro-Salado (Figura 2.1) está formado por un basamento deformado de rocas metasedimentarias, derivadas posiblemente de la sutura al sur del cinturón orogénico Marathon-Ouachita

(Goldhammer, 1999). Dicho basamento experimentó una transgresión marina durante el Cretácico y fue enteramente sumergido durante el Maastrichtiano (Padilla y Sánchez, 1986). Este arco está limitado en su parte sureste por una estructura lateral izquierda, denominada Lineamiento Boquillas-Sabinas por Tardy (1980) y como Falla La Babia (FLB) por Charleston (1981) (Figura 2.1), producida durante el *rifting* continental del Triásico Tardío al Jurásico Medio.

El arco de Tamaulipas (Wilson, 1990; figura 2.1), también conocido como Isla de San Carlos (Alfonso, 1978), está compuesto por un basamento de rocas intrusivas del Pérmico-Triásico; está limitado al este por una falla regional lateral derecha, denominada Falla Tamaulipas-Chiapas (Figura 2.1) (Pindell, 1985; Wilson, 1990).

Elemento tectónico 5. Cuenca de Parras y Cuenca de La Popa.

La Cuenca de Parras está confinada entre el bloque de Coahuila y la parte norte de la traza de la discutida Megacizalla Mojave—Sonora (Figura 2.1). La Cuenca de La Popa, por su parte, se localiza al noreste de la Cuenca de Parras y está limitada al este y oeste por el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC). Ambas cuencas contienen un espesor de aproximadamente 5000 m de rocas marinas someras y depósitos siliciclásticos terrígenos de ambiente deltaico correspondientes al Grupo Difunta, con edades del Campaniano al Maastrichtiano (Weidie y Murray, 1967; McBride *et al.*, 1974; Laudon, 1984; Soegaard *et al.*, 1997). Las estructuras en la Cuenca de Parras, se formaron durante la Orogenia Larámide y presentan tamaños variables en función de la distancia con el frente de la Sierra Madre Oriental (Weidie y Murray, 1961; Johnson *et al.*, 1991). Hacia el sur del Bloque de Coahuila, la deformación es más intensa, marcada por pliegues apretados y muy elongados, recumbentes hacia el norte y con un cabalgamiento menor, con ejes paralelos al frente de la SMO. Las estructuras en la Cuenca de La Popa consisten de levantamientos de domos amplios, domos salinos asociados a diapirismo y sinclinales erosionados (Johnson *et al.*, 1991; Lawton y Giles, 1997).

2.3 DESARROLLO TECTONICO MESOZOICO

El Golfo de México es una cuenca de margen divergente generada durante el Mesozoico a través del *rifting* y extensión de Pangea, seguida por la ruptura y apertura del piso marino; sin olvidar la subsidencia de algunas placas tectónicas frías en el área del en la PPOM (Pindell y Dewey, 1982; Salvador, 1991a).

2.3.1 Reconstrucción del supercontinente Pangea (Paleozoico Tardío).

Los rasgos estructurales en los bloques de basamento son derivados de la sutura del Cinturón Orogénico Marathon-Ouachita (Mississípico Tardío-Pérmico Temprano), de las placas Norteamericana, Sudamericana, y el bloque Yucatán (Salvador y Green, 1980; Pindell y Dewey, 1982). Esta orogenia llegó a su fin con el cierre del océano, producto de la colisión continente-continente, mientras que Yucatán ocupaba el espacio entre Norteamérica al norte y Sudamérica hacia el sur (Pindell y Barret, 1990; Figura

2.2.1). Los productos de la acreción son depósitos de talud y sedimentos orogénicos tipo *flysch* metamorfoseados o no del Carbonífero-Pérmico, que se encuentran sobre las secuencias de plataforma en Norteamérica (Pindell y Dewey, 1982). En el noreste de México existen otros complejos de este tipo en Las Delicias y Ciudad Victoria. Las posiciones de estos complejos acrecionados y sus cuencas tras-arco asociadas, sugieren una dirección de subducción hacia el sureste de la placa de Norteamérica (Pindell, 1985). La ubicación de la zona de sutura en el noreste de México, parece encontrarse entre el Cinturón Orogénico Marathon-Ouachita y las rocas intrusivas Permo-Triásicas que subyacen el Bloque de Coahuila. Estas rocas intrusivas (granitos y granodioritas) son las raíces remanentes de un sistema de arcos de islas desarrollado al sur de la sutura continental (Pindell, 1985; Wilson, 1990).

2.3.2 Etapa de rift (Triásico Tardío-Calloviano)

El basamento adelgazado en el noreste de México es evidencia del *rifting* y la apertura inicial del supercontinente Pangea, produciéndose altos y bajos en el basamento. Éstos estuvieron generalmente limitados por fallas laterales izquierdas del Triásico Tardío al Liásico. Junto al fallamiento lateral, existieron fallas normales que generaron fosas de *rift* y semi-grabenos que controlaron la distribución de las facies de sedimentación, además de la actividad ígnea asociada (Pindell y Dewey, 1982; Wilson *et al.*, 1984; Salvador, 1991a; Goldhammer *et al.*, 1999) (Figura 2.2.2).

La secuencia de *rift* consiste de lechos rojos con espesores entre 300 y 1000 m, evaporitas con un espesor aproximado a 1000 m, así como intrusivos y diques de composición riolítica a andesítica (Wilson *et al.*, 1984; Wilson, 1990; Salvador, 1991a). El espesor de los depósitos estuvo en función a la profundización de las fosas tectónicas producto del la etapa del *rift*. La dinámica tectónica de esta etapa permaneció latente hasta principios del Oxfordiano, periodo durante el cuál los análisis de subsidencia limitan su actividad a los 158.5 Ma (Goldhammer, 1991).

En este tiempo (Jurásico Medio) el bloque Yucatán se transporta hacia el sur y rota de forma antihoraria a lo largo de la falla transformante (dextral) Tamaulipas-Chiapas (Pindell, 1985). Igualmente, se produjeron movimientos intraplaca con sentido lateral izquierdo, supuestamente a lo largo de la Megacizalla Mojave-Sonora (MMS) (Anderson & Schmidt, 1983). Movimientos similares se produjeron durante el Bajociano-Calloviano a lo largo de la MMS y en otras áreas continentales, en desplazamientos de hasta cientos de kilómetros, permitiendo la migración de los bloques junto con Sudamérica durante la ruptura inicial. Este movimiento permitió mantener hasta el Calloviano un área continental entre Norteamérica y Sudamérica evitando la introducción de agua marina del Pacífico, en la cuenca de *rift* (Goldhammer, 1999). Se propone que este movimiento izquierdo fue producido por la subducción oblicua de la placa de Kula-Farallon bajo las placas Yaqui y Sudamericana (Pindell, 1985), postulando siendo evidencia de ello un arco volcánico de composición calcialcalina, del Triásico Tardío-Jurásico Tardío, hacia el NW y W de la zona de estudio (Pindell y Dewey, 1982) (Figura 2.2).

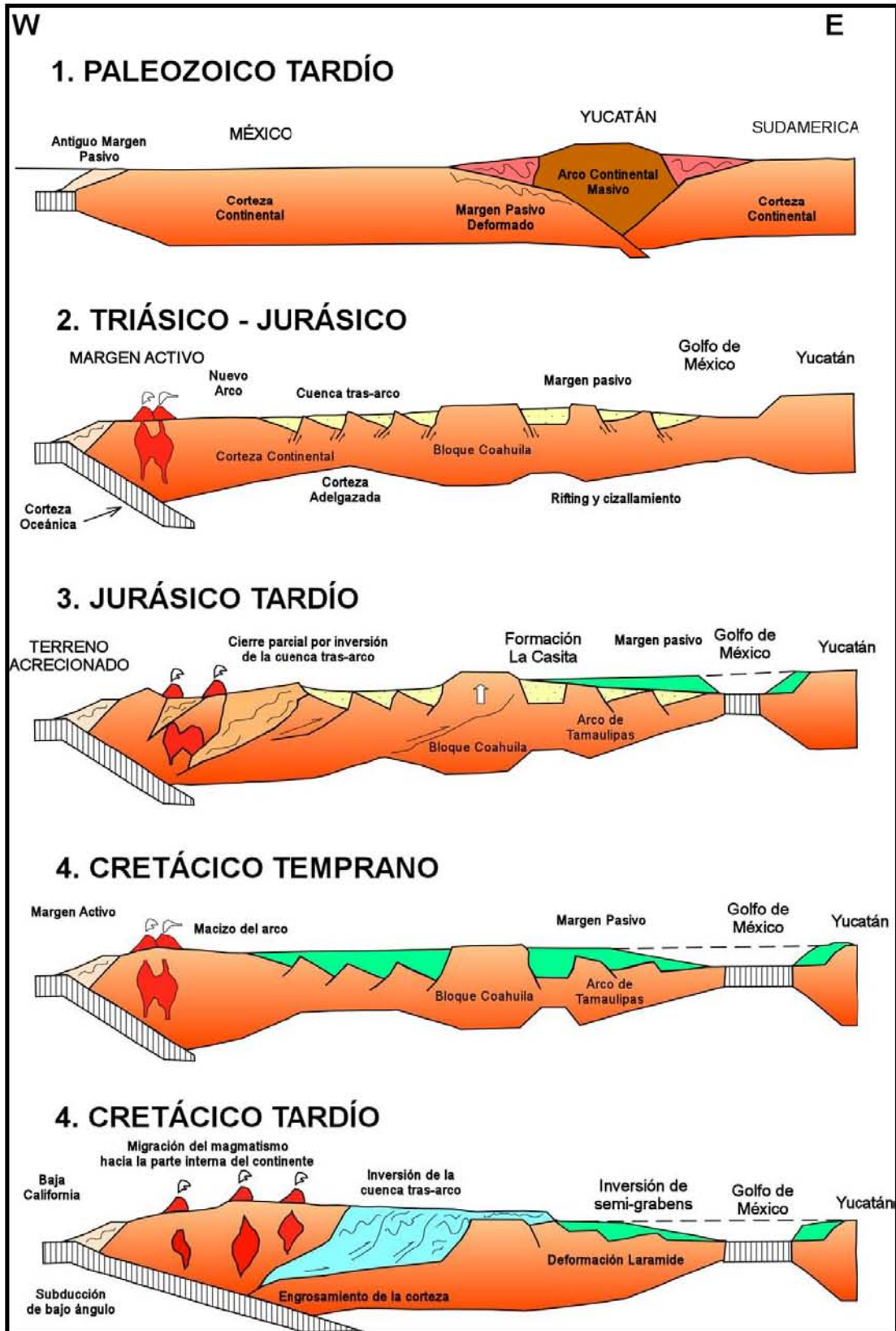


Figura 2.2 Modelo tectónico para la evolución de la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) y la Provincia del Golfo de México (PGM), modificado de Goldhammer, 1999.

2.3.3 *Etapa de deriva (Jurásico Tardío)*

La dispersión del piso marino en el proto-Golfo de México comenzó a inicios del Oxfordiano (Buffler y Sawyer, 1985; Pindell, 1985) mientras que el bloque Yucatán migraba hacia la esquina sur del arco de Tamaulipas a lo largo de la falla Tamaulipas-Chiapas. Al cesar este movimiento, el arco de Tamaulipas fue cubierto eventualmente por rocas carbonatadas del Jurásico Tardío (Figura 2.2.3). Hacia el oeste, el transporte de los bloques continentales de México se mantuvo con sentido izquierdo, cesando durante el Oxfordiano y dando origen a la Fm. Zuloaga, la cuál enmascara la Megacizalla Mojave-Sonora (Pindell, 1985). A medida que se estableció la circulación de agua marina, se produjo la formación de depósitos salinos en todo el Golfo de México (Goldhammer, 1999). La separación continua entre el área norte del Golfo de México (Texas) y el bloque Yucatán, cesó durante el Berriasiano (Buffler y Sawyer, 1985; Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1993).

El depósito de los sedimentos del Oxfordiano no fue controlado por un *rift* primario, sino por una subsidencia diferencial entre los bloques de basamento, dentro de un margen de subsidencia térmica. Ejemplos de estos patrones depositacionales del Oxfordiano al Kimmeridgiano pueden ser las facies clásticas de costa de la Fm. La Gloria y los bancos de facies carbonatadas de mar adentro correspondiente a las formaciones Zuloaga y San Andrés. Particularmente, el arco de Tamaulipas subsidió como un mosaico de islas rodeadas por depósitos siliciclásticos cercanos a la costa y calizas tipo grainstone de alta energía, que gradaron mar adentro hacia carbonatos micríticos de baja energía, marcando la aparición de bajos de basamento (Wilson, 1990). Los sedimentos del Tithoniano al Berriasiano reflejan, en un principio, el poco aporte de los altos de basamento preexistentes, a excepción del bloque de Coahuila. Extensos depósitos clásticos no marinos y marinos someros de la Fm. La Casita (Figura 2.2.3), derivaron del Bloque de Coahuila rellenando las cuencas someras, mientras que en áreas de mar adentro, se depositaron lutitas y carbonatos de aguas profundas (Fm. La Caja y Fm. Taraises). En ésta época, tanto el arco Burro-Salado como el arco de Tamaulipas no permanecieron como islas expuestas, influenciando la distribución de fases solamente de manera indirecta (Goldhammer, 1999).

2.3.4 *Etapa de enfriamiento (Cretácico).*

Los movimientos horizontales de las placas asociadas con la apertura del Golfo de México se completaron aproximadamente en el Berriasiano. En dicho periodo, el margen pasivo del NE de México experimentó una subsidencia tectónica, continuamente desacelerada junto con un enfriamiento cortical. Durante gran parte del Cretácico se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas en todo el Golfo de México, con espesores arrecifales acumulados del orden de hasta 2000 m. Esta tendencia es puntualizada por pulsos menores de sedimentación clástica en la cuenca de Sabinas durante el Aptiano (Arcosa Patula, Fm. La Peña). Sin embargo, los depósitos siliciclásticos terrígenos quedaron restringidos generalmente a los sistemas de arco del Pacífico (Pindell, 1985). El Bloque Coahuila permaneció como un alto de basamento, pero no estuvo expuesto ni aportó partículas siliciclásticas, aunque, si controló los patrones progradacionales de las facies carbonatadas y su distribución (Wilson *et al.*, 1984; Lehmann, 1998) (Figura 2.2.4).

2.4 EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL MESOZOICO.

Los rasgos geomorfológicos actuales del noreste de México muestran diferentes patrones estructurales relacionados íntimamente con las morfologías primarias o fundamentales de la paleogeografía durante el Jurásico. La evolución paleogeográfica en el noreste de México está fuertemente ligada al origen del Golfo de México, ya que la apertura del Golfo se originó cuando la placa Norteamericana comenzó a separarse de las placas Sudamericana y Africana (Salvador y Green, 1980). La ruptura y separación permitió la formación de pilares y fosas tectónicas (Figura 2.3), determinando la distribución de masas continentales y marinas y consecuentemente, los patrones sedimentarios en el noreste de México para la eras Mesozoica y Cenozoica (Padilla y Sánchez, 1982).



Figura 2.3 Paleogeografía del Triásico tardío al Jurásico medio (pre-Calloviana), modificado de Goldhammer, 1999. Observe el recuadro en el margen inferior izquierdo, éste representa la explicación exclusiva para la presente figura.

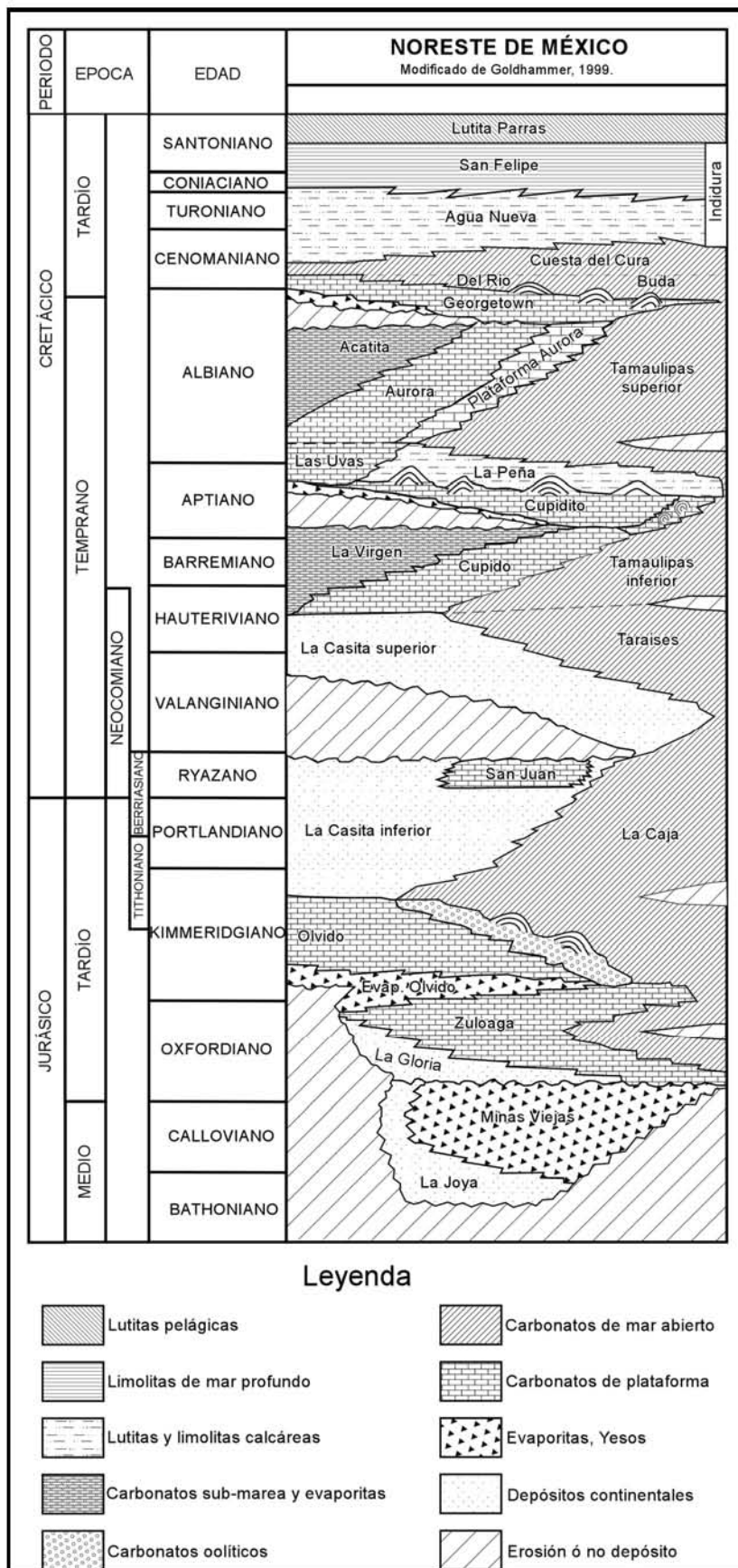


Figura 2.4 Tabla cronoestratigráfica generalizada para el noreste de México, modificada de Goldhammer (1999).

2.4.1 Triásico Tardío – Jurásico Medio (pre-Calloviano)

Durante este periodo, los lechos rojos y depósitos volcánicos asociados (litarenitas volcánicas y feldespáticas; Bracken, 1984), se acumularon sobre los bordes de las fallas que limitaban a los sistemas de fosas tectónicas en el noreste de México (Figuras 2.3 y 2.4). En dicha área, estos depósitos comprenden al grupo Huizachal, al cual se le asigna una edad correspondiente desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano-Jurásico Medio (Mixon *et al.*, 1959). Los lechos rojos incluyen lutitas, limolitas, areniscas gruesas y conglomerados, que registran un relleno continuo restringido a las cuencas de *rift*. Mixon *et al.* (1959) dividen al Grupo Huizachal en las formaciones La Boca (miembro inferior) y La Joya (miembro superior) (Figura 2.4), mediante fósiles de plantas pobremente preservados en el área del Valle del Huizachal.

La Formación La Boca (Carniano Tardío-Pliensbachiano Medio; figura 2.4) está compuesta por capas rojas no marinas, arcosas con flujos volcánicos, diques y diquestratos de composición riolítica a andesítica o basáltica (Corpstein, 1974; Padilla y Sánchez, 1982). Estas capas rojas se depositaron en abanicos aluviales no marinos, abanicos fluviales y de ambientes lacustres (Corpstein, 1974; Padilla y Sánchez, 1982; Salvador, 1991a). Estos depósitos descansan discordantemente sobre un basamento metasedimentario de edad paleozoica indeterminada Paleozoico o granítico Permo-Triásico (Goldhammer, 1999). La formación La Joya (Bathoniano Tardío-Calloviano; Bracken, 1984; Wilson, 1990; figura 2.4) está formada por rocas siliciclásticas de ambiente costero y lacustre, no marinos a marinos marginales con algunas calizas de aguas dulce (Corpstein, 1974; Padilla y Sánchez, 1982; Michalzik, 1988). La formación La Joya descansa discordantemente sobre la Formación La Boca (Corpstein, 1974).

Estas rocas se originaron probablemente como abanicos aluviales dentro de las fosas tectónicas o sobre los bordes tectónicos producidos por la separación de las placas Norteamericana, Africana y Sudamericana, durante el Triásico Tardío (Salvador y Green, 1980).

2.4.2 Jurásico Tardío

Calloviano a Oxfordiano Temprano

Durante la parte inicial del Jurásico Tardío se produjo una extensa transgresión, produciendo para el Calloviano-Oxfordiano Temprano un amplio depósito de evaporitas sobre la parte sur de lo que hoy es Texas (Figura 2.5). Conforme la transgresión continuaba, se produjo también el depósito de la Formación Minas Viejas (Figuras 2.4 y 2.5) en porciones más restringidas de la cuenca de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1986; Salvador, 1991a; Morán-Zenteno, 1994). La Fm. Minas Viejas (Figura 2.4) constituye un depósito marino marginal, que marca la incursión marina inicial dentro de las cuencas de *rift*, y se le estima un espesor (sin deformación) cercano a los 1000 m, aunque la distribución lateral y el ambiente de depósito son desconocidos (Goldhammer, 1999). Esta formación se correlaciona con la Fm. Werner-Louann (Figura 2.5) en la parte norte del Golfo de México (Humphrey, 1956; Winker y Buffler, 1998).

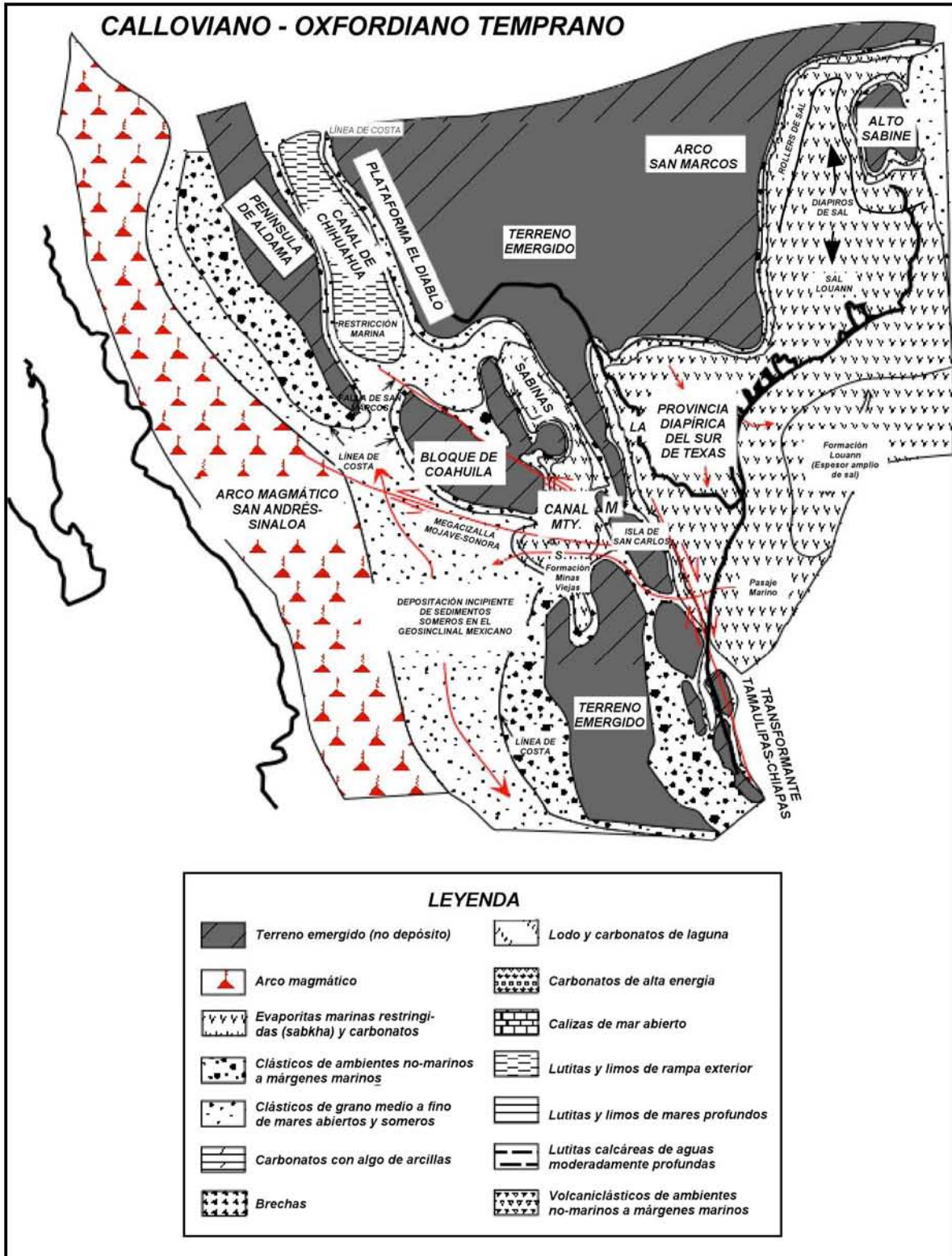


Figura 2.5 Paleogeografía del Calloviano al Oxfordiano temprano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo. Nota: La leyenda es la misma para todas las reconstrucciones paleogeográficas, excepto para la figura 2.4.

Oxfordiano Medio a Kimmeridgiano

En esta época se desarrollaron plataformas carbonatadas marinas someras de bajo ángulo (rampas), con crestas de facies *grainstone* de alta energía, las cuales crecen a partir de masas de tierra preexistentes rodeadas hacia el continente por depósitos clásticos marinos marginales cercanos a la costa, gradando hacia lutitas marinas hacia la parte más profunda de la rampa (González-García, 1976; Zwanzinger, 1979; Padilla y Sánchez, 1986; Salvador, 1987; 1991a).

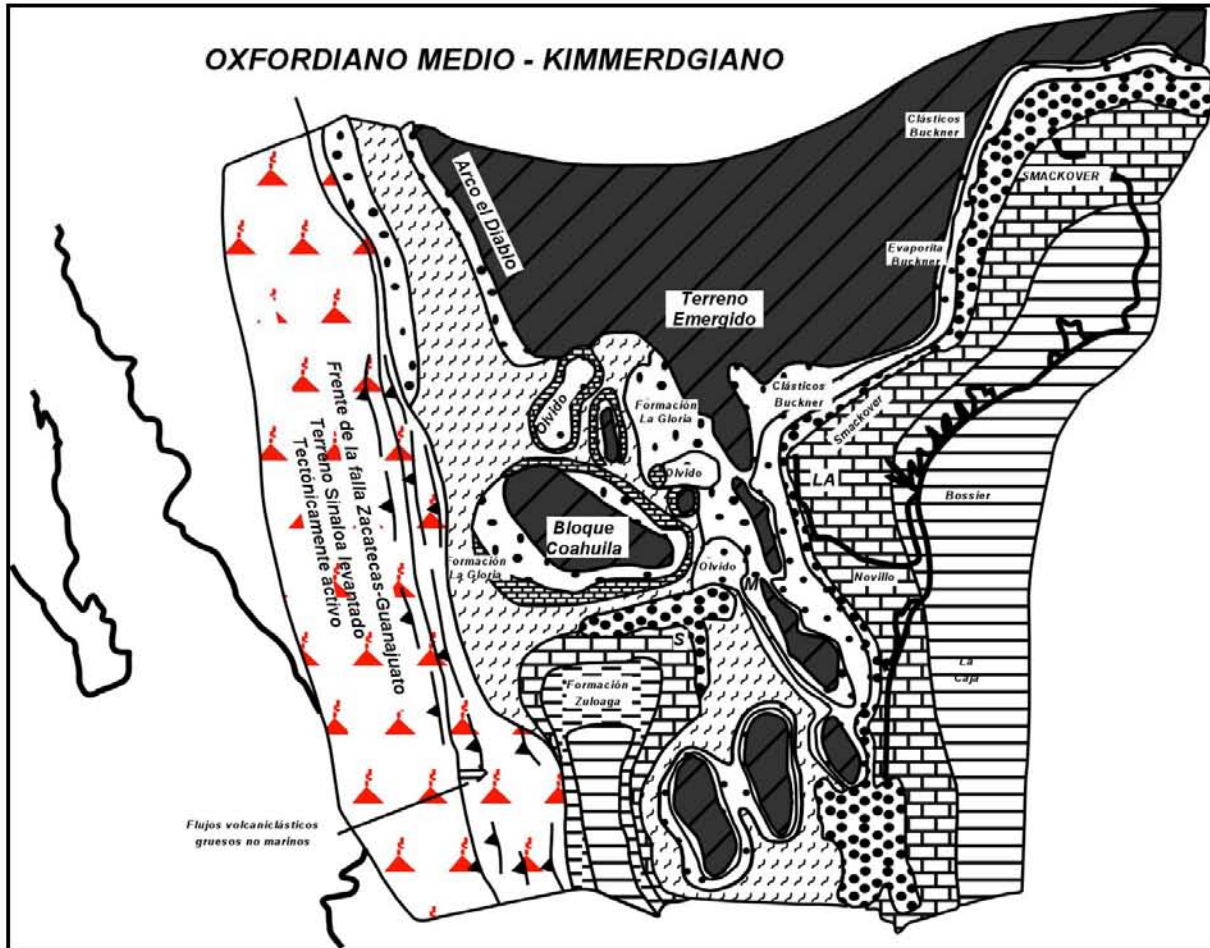


Figura 2.6 Paleogeografía del Oxfordiano medio al Kimmeridgiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M:Monclova; S: Saltillo.

El depósito de la Fm. La Gloria (Imlay, 1936) es del Oxfordiano Temprano y representa el intervalo clástico transgresivo de la Fm. Zuloaga (Imlay, 1936; Oivanki, 1974) (Figuras 2.4 y 2.6). La Formación La Gloria forma un acuífamiento hacia la cuenca, con areniscas cuarzo feldespáticas finas a gruesas. Cubriendo los altos de basamento expuestos, como el Bloque de Coahuila y el Arco de Tamaulipas. La Formación La Gloria descansa discordantemente sobre las formaciones Minas Viejas, Huizachal o sobre basamento Paleozoico (Figura 2.4). Los ambientes de depósito varían de marinos marginales cercanos a la línea de costa a marinos someros, donde la litología detrítica se intercala con

carbonatos marinos (Oivanki, 1974), es decir, la Fm. La Gloria gradúa hacia la cuenca a carbonatos de la Fm. Zuloaga.

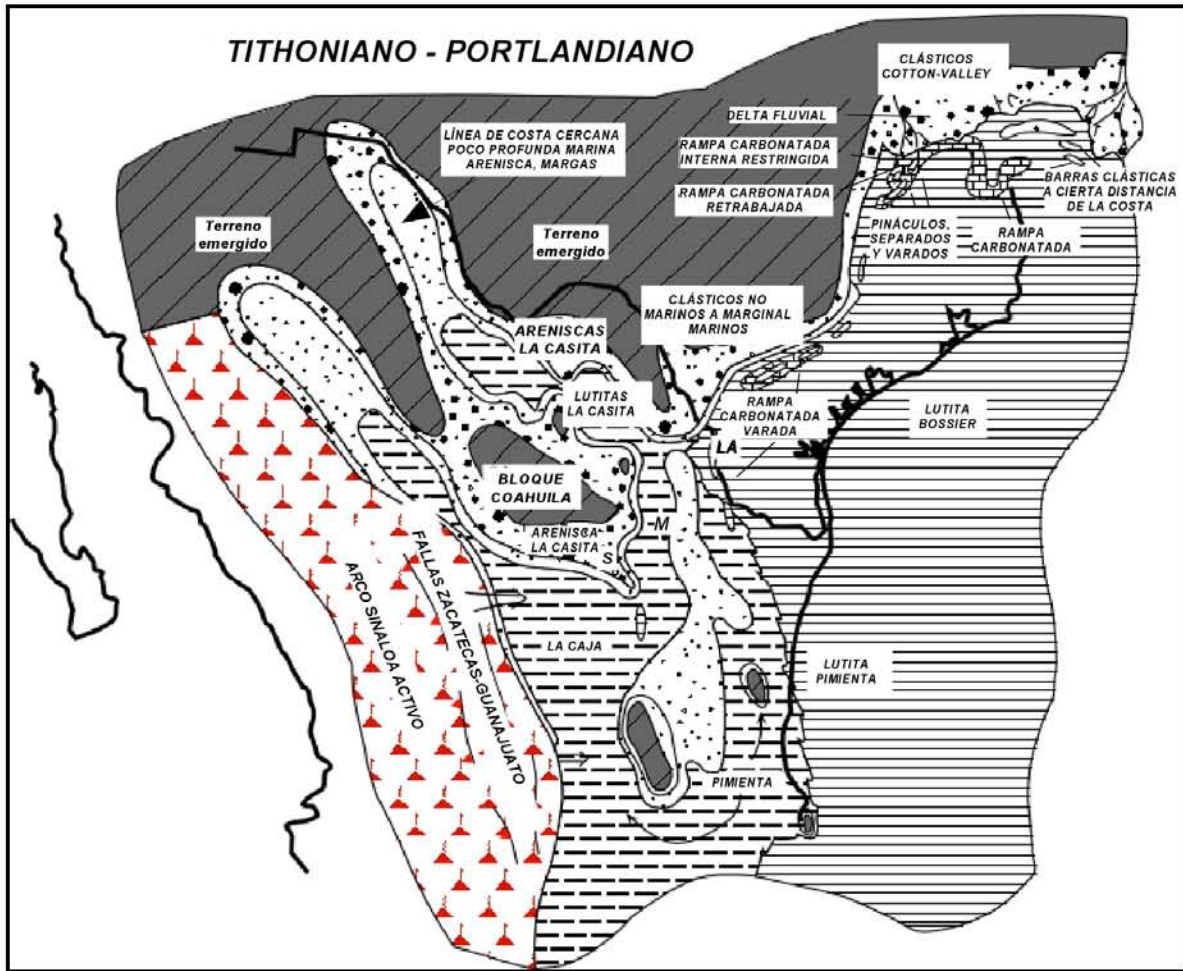


Figura 2.7 Paleogeografía del Tithoniano al Portlandiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo. Nota: La explicación de los símbolos está referida en la figura 2.5.

La Fm. Zuloaga (Figuras 2.4 y 2.6) es de edad Oxfordiana (Imlay, 1936) y marca el establecimiento de las condiciones de mar abierto (González-García, 1976; Zwanzinger, 1979; Padilla y Sánchez, 1986) con la transición de la etapa de *rift* a la etapa de deriva del desarrollo del margen pasivo. Estos carbonatos transgresivos formaron una amplia rampa de bajo ángulo, que se incrementaba conforme disminuía la distancia hacia los altos de basamento. La Fm. Zuloaga descansa discordantemente sobre el Grupo Huizachal y las evaporitas de la Formación Minas Viejas (Oivanki, 1974; Johnson *et al.*, 1991; figura 2.4).

La Formación Olvido (Figuras 2.4 y 2.6) consta de dos miembros: el miembro inferior consiste de evaporitas (anhidrita y yeso), mientras que el miembro superior consiste de lutitas rojas. Ambos miembros son del Kimmeridgiano Temprano y presentan mezclas variables de siliciclastos, dependiendo de la proximidad de las áreas fuente, es decir, de las paleoestructuras expuestas (Carrillo-Bravo, 1963; Padilla y Sánchez, 1982; Salvador, 1987 y 1991a, Wilson, 1990). Esta unidad descansa concordantemente sobre

la Fm. Zuloaga (Figura 2.4), presentando variaciones en el espesor, lo que refleja diferencias en los rangos de subsidencia (Goldhammer, 1990). El miembro inferior de la Fm. Olvido registra probablemente el depósito en un ambiente marino marginal muy restringido, implicando una fase importante de regresión, a través de la tendencia transgresiva del Oxfordiano al Kimmeridgiano (González-García, 1976; Padilla y Sánchez, 1986).

Tithoniano a Portlandiano

En esta época, las relaciones de facies fueron controladas regionalmente por una transgresión marina de segundo orden a lo largo de todo el Golfo de México. Ésta cubrió los sistemas de plataformas carbonatadas anteriormente descritos, con rocas clásticas marinas con clastos de grano fino (Salvador, 1991a).

En gran parte del NE de México se depositaron las lutitas de la Formación Pimienta como facies marinas más profundas (Figura 2.7), además de limos y sedimentos de grano fino de la Formación La Caja (Figuras 2.4 y 2.7), que se encuentran traslapadas sobre los altos de basamento preexistentes (González-García, 1976; Padilla y Sánchez, 1986). En el área de estudio, la Fm. La Caja (Figura 2.4) presenta una edad que varía del Kimmeridgiano al Berriasiano Medio, y consiste de intercalaciones de lutitas calcáreas, limolitas y areniscas finas, además de calizas delgadas hacia la base (Fortunato, 1982; Salvador, 1987, 1991a). Ocasionalmente, la Fm. La Caja presenta capas y concreciones de fosfatos. El espesor de esta formación es entre 25 y 150 m (Padilla y Sánchez, 1986), y la parte más profunda y antigua (Kimmeridgiano) es equivalente al miembro limoso (miembro superior) de la Fm. Olvido en el frente de la plataforma (Goldhammer, 1999), mientras que la porción tithoniana a berriasiana media es equivalente a la porción inferior de la Formación La Casita (Tithoniano Medio-Portlandiano Medio; figura 2.4).

La Formación La Casita Inferior (Figura 2.4 y 2.7) se formó entre el Tithoniano Medio a Portlandiano Medio. La parte basal de la formación consiste de calizas carbonosas tipo *mudstone* y limolitas con bioturbación, además de algunas capas ricas en pelecípodos, y se interpreta como un depósito de prodelta sobre una plataforma submareal. A pesar de que se le asigna una edad en el Tithoniano, aunque no existen datos bioestratigráficos que la apoyen (Goldhammer, 1999). La parte superior de La Formación La Casita Inferior contiene arcosas inmaduras (textural y mineralógicamente) de grano predominantemente fino, con algunos intervalos conglomeráticos en las partes más bajas y altas de la unidad, representando el máximo avance de un complejo de abanicos aluviales y deltas hacia el mar (Fortunato y Ward, 1982).

2.4.3 Cretácico

Neocomiano

Hacia el norte del Bloque de Coahuila, en la Cuenca de Sabinas, se acumularon gruesos fragmentos marinos marginales a marinos someros correspondientes a las formaciones Barril Viejo y La

Casita Superior, gradando hacia facies de mar abierto a fragmentos más finos de las formaciones Menchaca y Taraises en la Cuenca de Burgos (Figuras 2.4 y 2.8; González-García, 1976; Eguiluz de Antuñano y Aranda-García, 1984; Echánove, 1986; Padilla y Sánchez, 1986).

La Formación La Casita Superior (Figura 2.4 y 2.8) presenta una edad entre el Berriasiano Tardío y el Hauteriviano y representa un periodo de gran aporte clástico (Fortunato, 1982; Fortunato y Ward, 1982, Salvador, 1987, 1991a). La base de la unidad presenta areniscas de grano grueso a medio y limolitas, similares a los depósitos superiores de La Casita Inferior. La cima de la Fm. La Casita Superior consiste de limolitas y/o areniscas bioturbadas, con ligeras intercalaciones delgadas de carbonatos. En general, el tamaño de grano de la unidad se torna más fino, de menor espesor y con mayor contenido calcáreo hacia niveles superiores, donde gradúa hacia la Formación Taraises (Fortunato y Ward, 1982). Esta unidad marca la disminución del aporte de los siliciclastos gruesos y la retirada del complejo de abanicos deltaicos hacia el continente, acompañada de una amplia transgresión marina del Golfo. El espesor de ésta unidad varía geográficamente, en función de la proximidad al Bloque de Coahuila del cual deriva mucho del material detrítico que compone a la Formación La Casita (Fortunato, 1982).

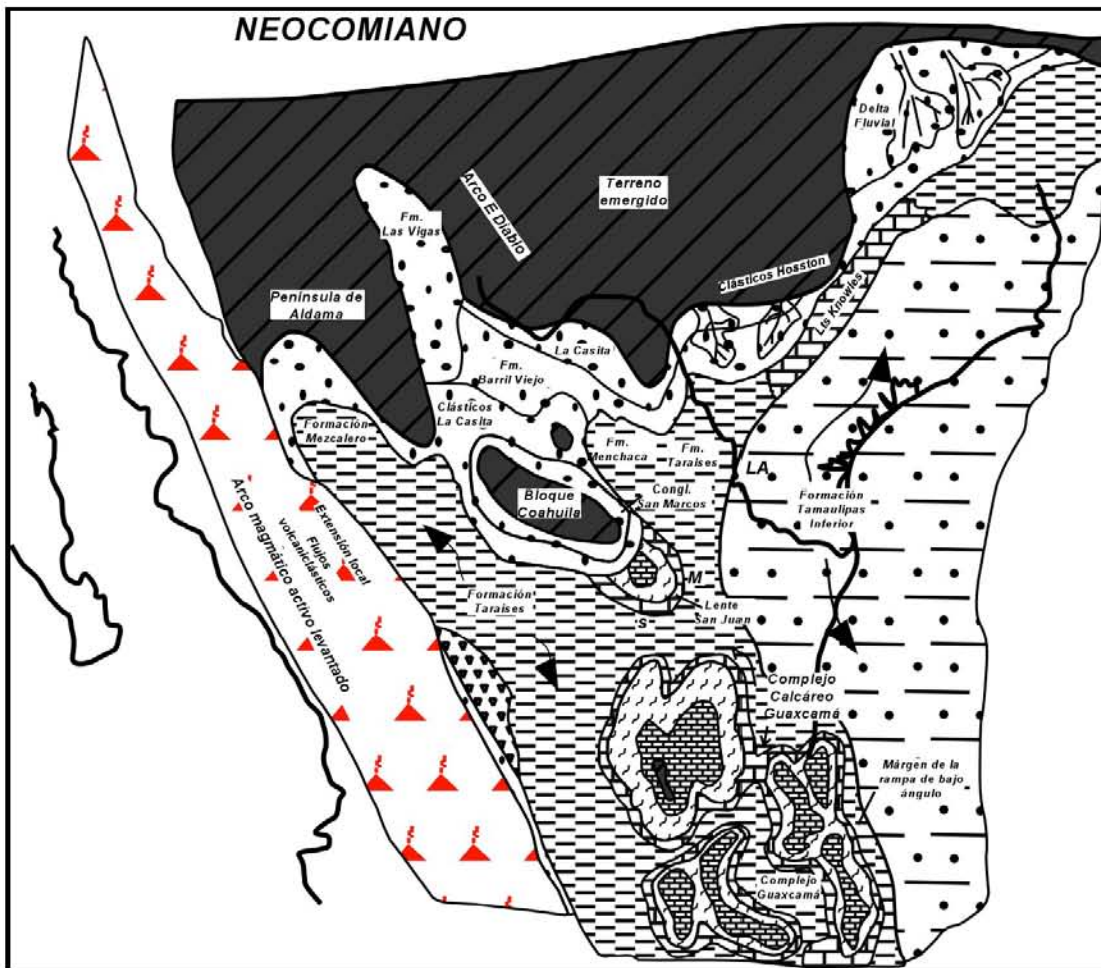


Figura 2.8 Paleogeografía del Neocomiano, modificada de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo. Nota: gran parte de la plataforma carbonatada Guaxcamá es especulativa, ya que se conoce poco sobre ella en éste intervalo de tiempo.

La Formación Taraises presenta una edad correspondiente al Berriasiano Medio hasta el Hauteriviano, corresponde al ambiente marino más profundo del Cretácico Temprano, y es correlacionable con las partes media y superior de la Formación La Casita (Figuras 2.4 y 2.8; Smith, 1981). Esta unidad consiste de estratos rítmicos de calizas limosas de ambiente pelágico (*mudstone*), de color oscuro, con pedernal y algunas intercalaciones de lutitas (Fortunato, 1982).

Barremiano a Aptiano Temprano

Hacia el norte, este y noreste del Bloque de Coahuila, se depositaron sedimentos proximales con clastos gruesos correspondientes a la Fm. La Mula y a la Arcosa Pátula (Figuras 2.4 y 2.9), registrando la erosión del alto de Coahuila. Hacia la cuenca, estos sedimentos clásticos cambiaron de facies hacia evaporitas marinas de ambiente restringido y carbonatos de marea de la Formación La Virgen (Figuras 2.4 y 2.9), que conforman el interior de la plataforma carbonatada Cupido-Sligo (Figura 2.9; González-García, 1976; Zwanzinger, 1979; Padilla y Sánchez, 1986; Lehmann *et al.*, 1998). Hacia el margen arrecifal Sligo, los depósitos frontales están compuestos por escombros derivados de plataforma, los cuales gradan hacia la cuenca a calizas limosas (*mudstones*) y lutitas de la Formación Tamaulipas Inferior (Figuras 2.4 y 2.9; Goldhammer, 1999). Hacia el sur, en el área Tampico-Mizantla y en el sur de la Sierra Madre Oriental, persistieron grandes plataformas carbonatadas como las plataformas Tuxpan, El Doctor y San Luis Potosí-Valles (Figura 2.9). Estas plataformas presentaban sus bordes sobre el nivel del mar para ésta época, desarrollando un relieve importante para el Albiano (Viniegra-Osario, 1981; Wilson y Ward, 1993; McFarlan y Menes, 1991).

El paisaje de la Sierra Madre Oriental es dominado notoriamente por estratos carbonatados de la Formación Cupido (Figuras 2.4 y 2.9), la cual tiene una edad que varía del Hauteriviano al Aptiano Temprano y presenta de 700 a 1200 m de espesor (Lehmann *et al.*, 1998). La Formación Cupido está formada por un banco carbonatado que sobreyace tanto a la Fm. Taraises, como a su equivalente estratigráfico en cuenca abierta, es decir, la Formación Tamaulipas Superior (Figura 2.4; Conklin y Moore, 1977). La cima de la Formación Cupido, está cubierta concordantemente por lutitas de aguas más profundas y carbonatos arcillosos de la Formación La Peña (Figura 2.4; Tinker, 1982). Algunos autores han desarrollado un modelo generalizado de facies de la plataforma hacia la cuenca, indicando la existencia esencial de seis litofacies (Conklin y Moore, 1977) en que las cinco primeras unidades comprenden una progradación de gran escala y una sucesión somera, mientras que la sexta unidad refleja una relativa profundización y retrogradación del banco carbonatado (Fm. Cupido). Esta última unidad es conocida informalmente como *Cupidito* (Figura 2.4; Wilson, 1981).

La Formación Tamaulipas Inferior (Hauteriviano – Aptiano Temprano; Figuras 2.4 y 2.9) es la equivalente de cuenca profunda a la Fm. Cupido. La Fm. Tamaulipas Inferior aflora principalmente al sur y este del área Monterrey-Saltillo (Smith, 1981). Presenta sus contactos concordantes, el inferior con la Fm. Taraises y el superior con la Fm. La Peña (Figura 2.4; Ross, 1981). Se interpreta que los depósitos pelágicos de la Fm. Tamaulipas Inferior fueron depositados en un ambiente de cuenca tranquilo, anaeróbico, y a profundidades entre 50 y 150 m (Byers, 1977; Ross, 1981).

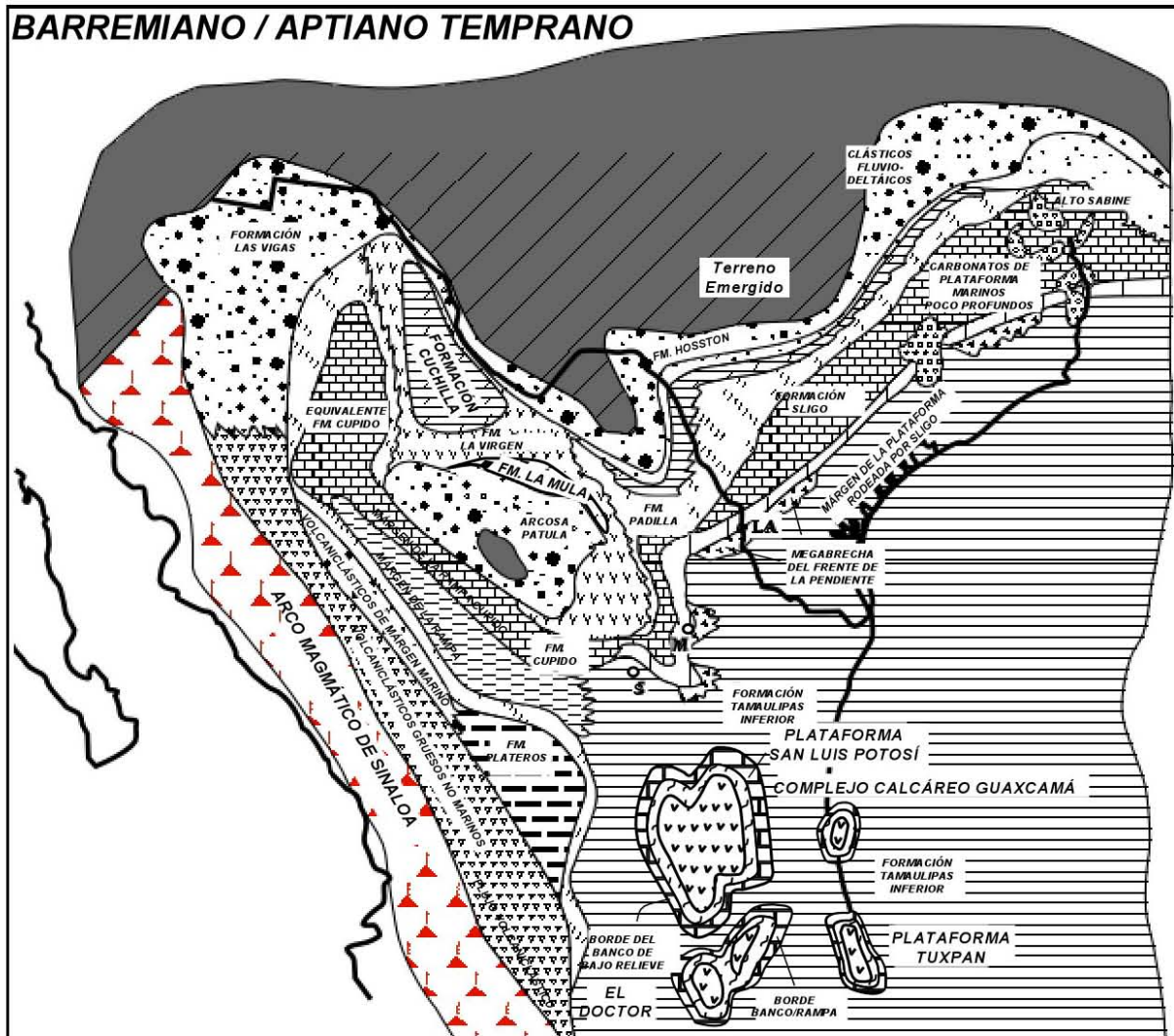


Figura 2.9 Paleogeografía del Barremiano al Aptiano temprano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.

Aptiano Medio a Aptiano Tardío

Para esta época, la Provincia del Golfo de México (PGM) experimentó una transgresión marina de segundo orden desde Tampico hasta el este de Texas (Figura 2.10; Winker y Buffler, 1988; McFarlan y Menes, 1991), inundando el sistema carbonatado Sligo-Cupido-Guaxcamá y depositando sobre éste lutitas de aguas más profundas y sedimentos terrígenos siliciclásticos de grano fino, provenientes de los altos continentales del norte y oeste (Figura 2.10; Goldhammer, 1999).

Al sureste del Bloque de Coahuila aparecen varios crecimientos carbonatados (*buildups*) dispersos sobre la base de la Formación La Peña y en la cima de la unidad informal *Cupidito*. El Bloque de Coahuila fue casi totalmente inundado, restringiéndose el depósito de carbonatos someros en las porciones sumergidas del bloque (facies Las Uvas; Lehmann *et al.*, 1998) (Figuras 2.4 y 2.10).

La Formación La Peña (Aptiano Tardío) cubre concordantemente a la Fm. Cupido (Figura 2.4). Presenta un espesor variable de pocos metros hasta 200 m. Dicha variación está en función del relieve

topográfico (correspondiente a las formaciones Cupido y Tamaulipas Inferior) en el momento del depósito (Tinker, 1982). La Formación Otates consiste de calizas limosas delgadas de color oscuro, así como de lutitas negras. Esta formación es la equivalente de cuenca profunda a la Fm. La Peña (Tinker, 1982).

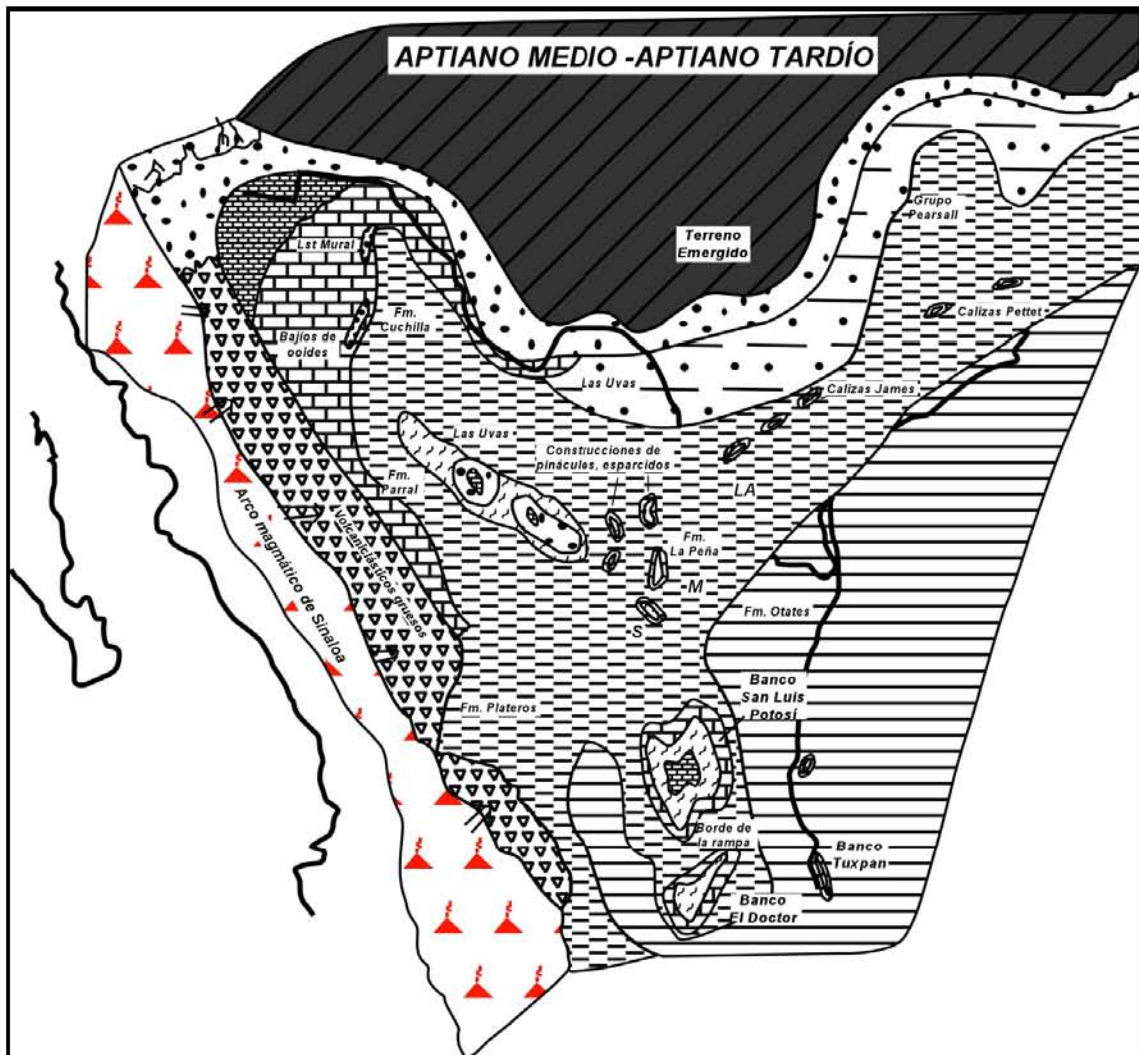


Figura 2.10 Paleogeografía del Aptiano medio al Aptiano tardío, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.

Albiano

En el Albiano no es distinguible el límite entre la cuenca de Sabinas y la depresión de Chihuahua, ya que los carbonatos marinos someros correspondientes a la Formación Aurora, bordean y cubren el Bloque de Coahuila (González-García, 1976; Zwanzinger, 1979; Tovar-Rodríguez, 1981; Cantú-Chapa *et al.*, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Lehmann *et al.*, 1988). El margen sureste de la cuenca de Sabinas forma la Bahía de Ocampo (Cantú-Chapa *et al.*, 1985), separando a los carbonatos de la Formación Aurora (en la Península de Coahuila) del complejo Glen Rose-Fredericksburg-Stuart City del sur y centro de Texas (Figura 2.11). Hacia el norte de Texas, este complejo gradúa a sedimentos clásticos cercanos a

la costa, formando el Grupo Washita, cubriendo muchas de las masas continentales de Texas anteriormente expuestas (Wilson, 1975). Hacia el sur del bloque Coahuila, el área Tampico-Mizantla fue el sitio de plataformas de alto relieve, bordeadas por arrecifes (denominadas Tuxpan, El Doctor, San Luis Potosí-Valles; Viniegra-Osario, 1981; Wilson & Ward, 1984; McFarlan y Menes, 1991). Fuera de las plataformas, es decir, hacia la cuenca se acumularon lutitas marinas profundas y calizas limosas (*mudstones*) correspondientes a la Formación Tamaulipas Superior (Figura 2.11; Goldhammer, 1999).

La Formación Aurora y su equivalente en facies de cuenca, la Formación Tamaulipas Superior, fueron depositadas con poca inclinación, formando una rampa carbonatada de bajo ángulo que bordeaba al Bloque de Coahuila en el sur de la Cuenca de Sabinas (Figura 2.11; Smith, 1981; Lehmann *et al.*, 1988). Un banco de carbonatos marinos de facies de rudistas con 500 a 700 m de espesor marca la orilla de la rampa (Vinet, 1975; Lehmann *et al.*, 1988). La Fm. Aurora descansa discordantemente bajo la Formación Cuesta del Cura (Figura 2.4).

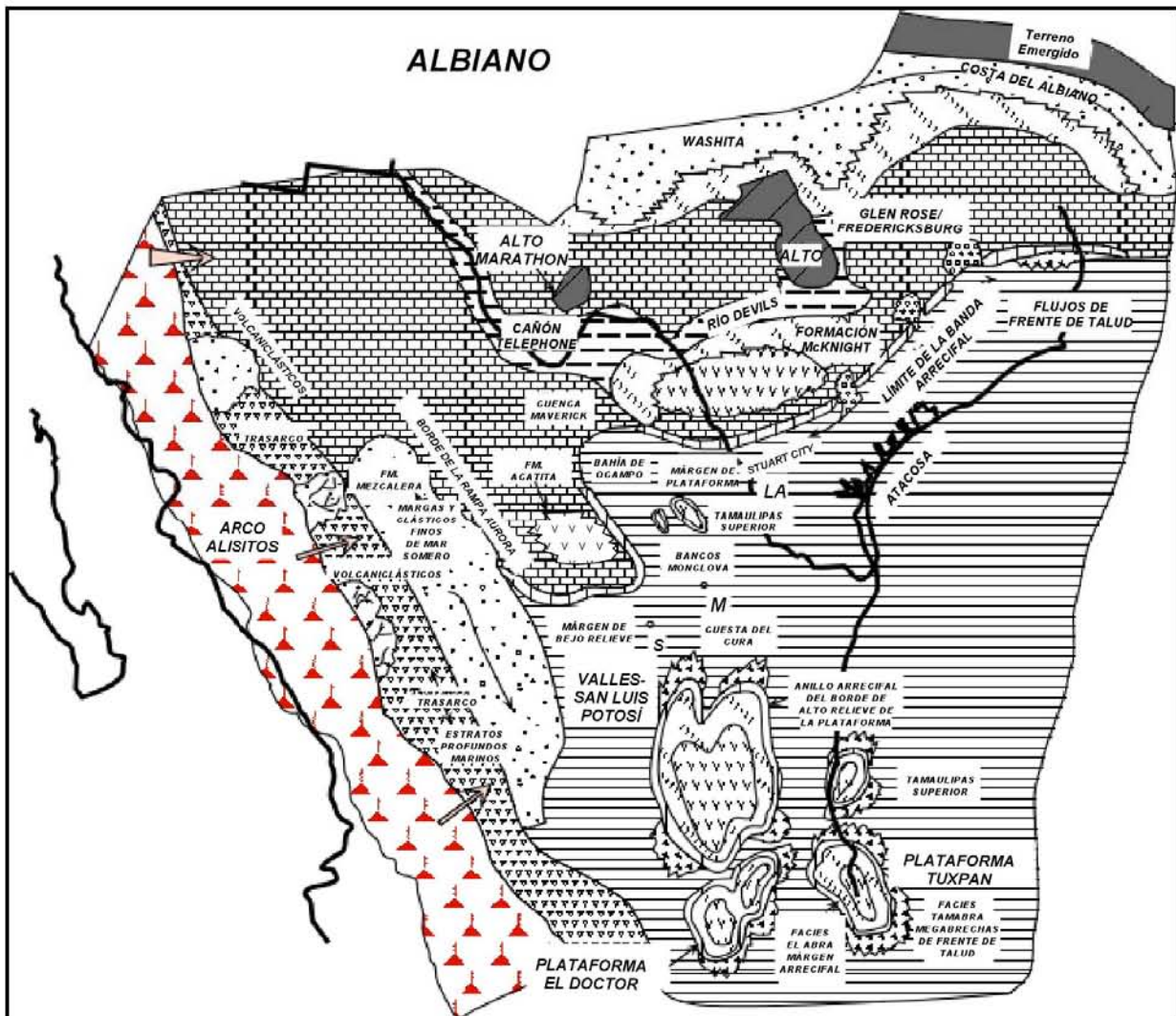


Figura 2.11 Paleogeografía del Albiiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.

La Formación Tamaulipas Superior presenta espesores entre 100 y 200 m, y es correlacionable con la Formación Atascosa en el sur de Texas (Figura 2.11; Ross, 1981; Smith, 1981). La Formación Tamaulipas Superior aflora al sur y este de la margen de la Formación Aurora, presenta contactos concordantes sobre la Formación La Peña y bajo la Formación Cuesta del Cura (Figura 2.4; Smith, 1981). Consiste de estratos delgados a gruesos de calizas pelágicas oscuras (*mudstone* a *wackestone*), con pedernal, los cuales son interpretados como depósitos anaeróbicos de aguas profundas a disaeróbicos de rampa (Ross, 1981).

Cenomaniano

Para el Cenomaniano, el Arco Alisitos se encontraba activo en la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) y el magmatismo de arco migraba hacia el oeste. En la parte occidental del mismo, persistió una cuenca tras-arco, en la que se depositó una gran variedad de facies relacionadas a depósitos volcanoclásticos, cuya deposición evolucionó hacia el este a calizas limosas de aguas profundas (*mudstone*) y lutitas correspondientes a las formaciones Cuesta del Cura e Indidura (Figura 2.12).

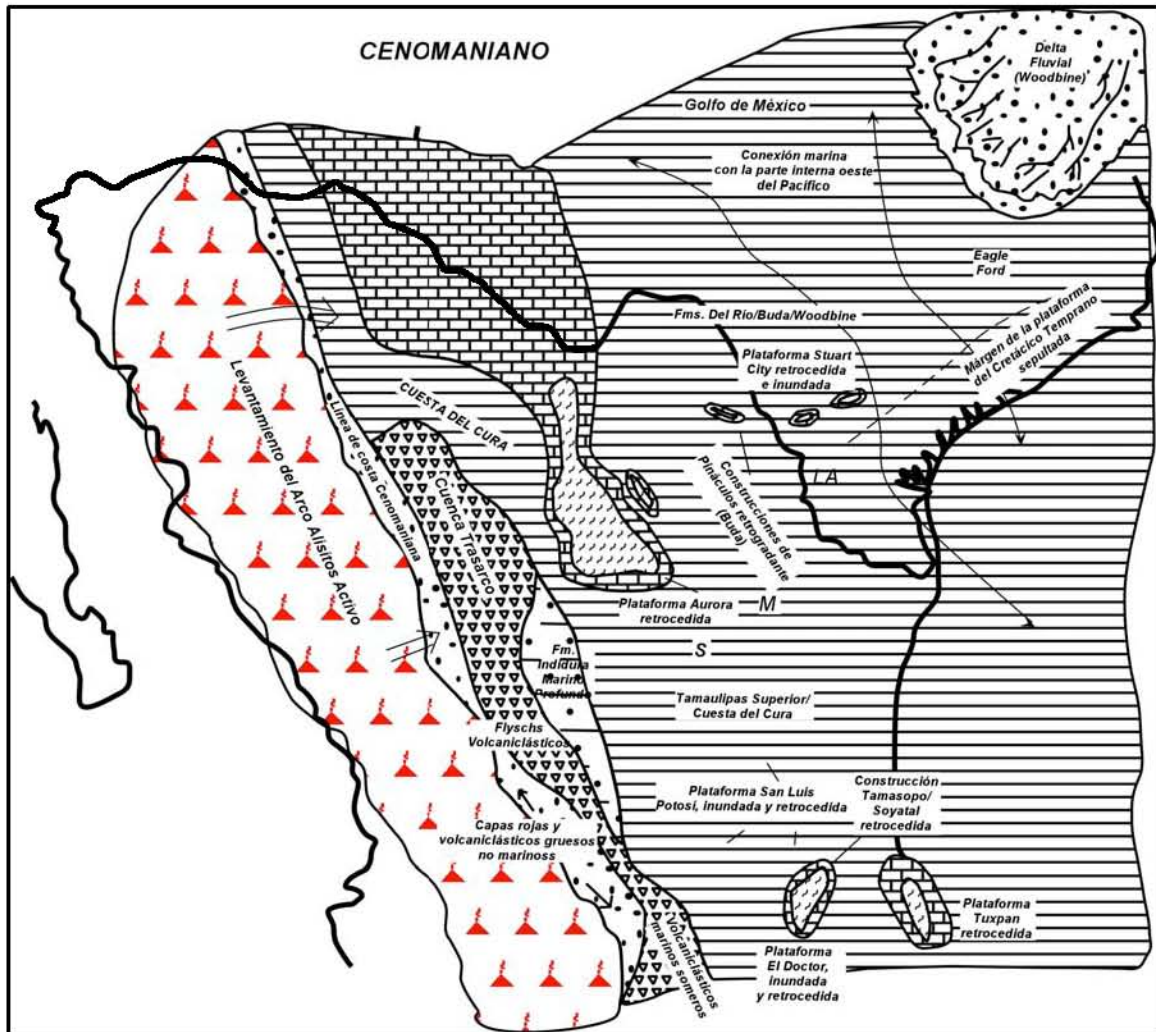


Figura 2.12 Paleogeografía del Cenomaniano, modificada de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.

Algunos afloramientos de facies de cuenca en el área Monterrey-Salttillo fueron asignados a la Formación Cuesta del Cura (Albiano Tardío- Cenomaniano) (Figuras 2.4 y 2.12; Enos, 1974; Smith, 1981). Esta formación geológica consiste de carbonatos pelágicos de aguas profundas y lutitas, acumulados en el frente de las plataformas bordeadas por arrecifes (Stuart City, Aurora, Valles-San Luis Potosí).

La Formación Indidura (Cenomaniano-Santoniano) está conformada por dos miembros, Agua Nueva y San Felipe, que son equivalentes a la Lutita Eagle Ford y la Creta Austin (Figura 2.12; Smith, 1981; Winker y Buffler, 1988). La Fm. Indidura, consiste de un paquete de depósitos pelágicos de aguas profundas, con espesores que varían entre 300 y 400m, conformados por calizas limosas (*mudstone* a *wackestone*) con intercalaciones delgadas de lutitas.

Maastrichtiano

A finales del Cenomaniano y a través del Maastrichtiano, las relaciones paleogeográficas y de facies, tanto en la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) como en la Provincia del Golfo de México (PGM), cambiaron de manera radical. Este cambio fue producido por una fase diacrónica de deformación, denominada Orogenia Larámide.

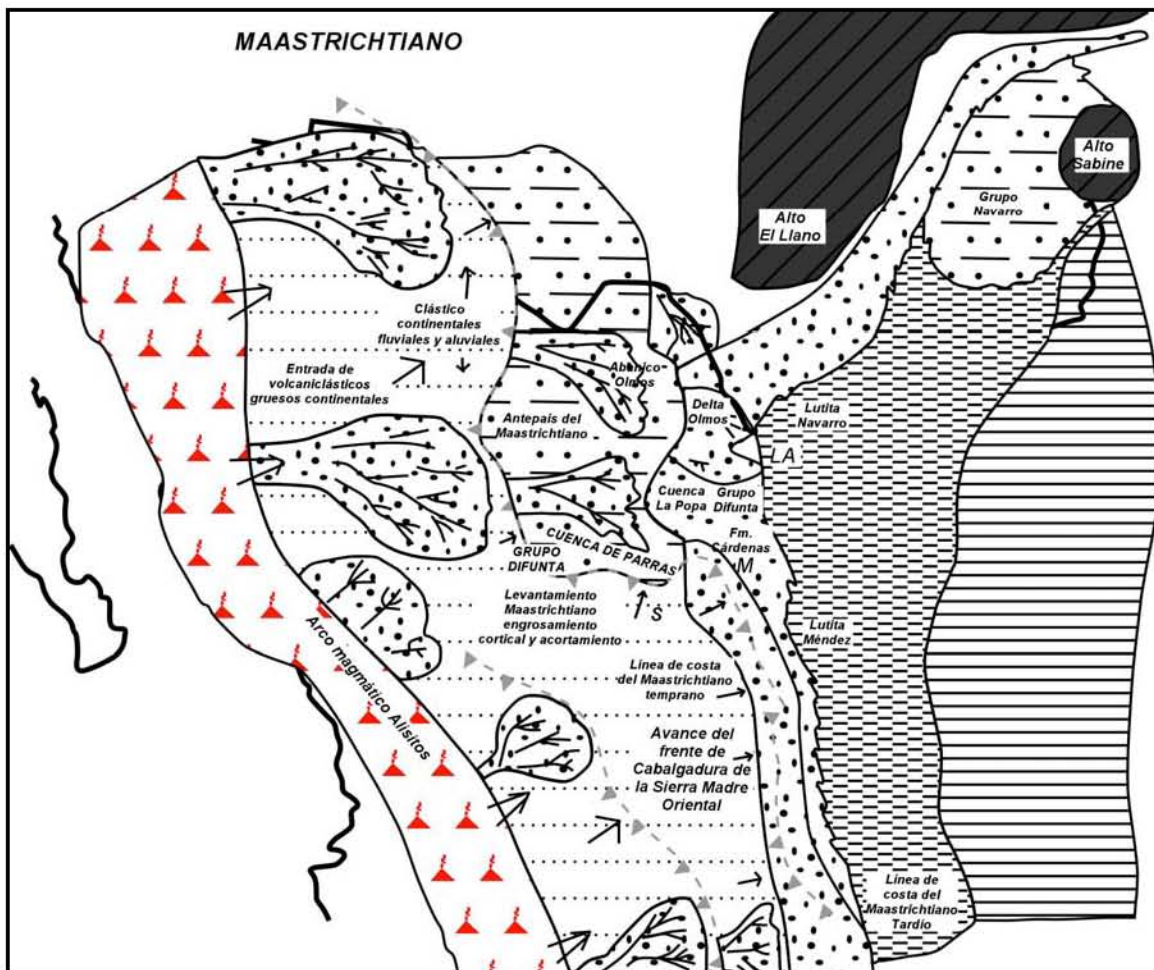


Figura 2.13 Paleogeografía del Maastrichtiano, modificado de Goldhammer (1999). Explicación, MTY: Monterrey; M: Monclova; S: Saltillo.

En el Cretácico Tardío, la PPOM experimentó un levantamiento tectónico y una deformación contraccional debidos a la Orogenia Larámide, ocasionando la migración del Arco Alisitos hacia el interior del continente (Dickinson, 1981). Durante dicha época, la PPOM fue levantada y erosionada y, a pesar de la acumulación de sedimentos clásticos en las cuencas continentales internas, gran parte del registro es un amplio hiato. También en este tiempo se desarrolló el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental migrando de este a oeste (Suter, 1987). En el noreste de México se desarrollaron cuencas internas en el Maastrichtiano sobre el frente de la Sierra Madre (Figura 2.13; González-García-1976; Padilla y Sánchez, 1986; Soegaard *et al.*, 1997).

2.5 PRINCIPALES FALLAS REGIONALES DEL NORESTE DE MÉXICO.

Debido a la extensión regional y propósito básico de este trabajo es esencial mencionar las características generales de las fallas o lineamientos estructurales observados o mencionados por diferentes autores. Actualmente, dichos lineamientos son considerados como importantes fallas de basamento que controlaron, al menos en parte, la formación de depósitos y las facies asociadas a ellos durante el Mesozoico (Figura 2.1; Padilla y Sánchez, 1986; Salvador, 1991abc; Wilson y Ward, 1993; Goldhammer, 1999). Además, estudios recientes con modelos análogos en la Sierra Madre Oriental (lineamiento Torreón-Monterrey) indican un fuerte control estructural de los altos de basamento, favoreciendo la generación de porosidad y permeabilidad secundaria en sus bordes, así como el emplazamiento de cuerpos magmáticos (Horner y Steyrer, 2005) sobre dichos límites.

2.5.1 Falla de La Babia (FLB)

La Falla de La Babia (definida inicialmente por Charleston en 1981) ha sido denominada también como Falla de Sabinas (Alfonso, 1978), Lineamiento de Boquillas del Carmen-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986), y como el límite norte del denominado "*décollement du bassin de Sabinas*" por Tardy (1980). Dicha estructura tiene características lineares, con una orientación aproximada $N55^{\circ}W-S55^{\circ}E$, observable a escala de imágenes de satélite (Padilla y Sánchez, 1986), y representa el límite norte de la Cuenca de Sabinas, además de constituir el límite entre el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) y el Cratón de Coahuila-Texas.

2.5.2 Falla de San Marcos (FSM)

La falla de San Marcos constituye el límite sur de la Cuenca de Sabinas que recordemos, fue generada mediante la fragmentación continental durante la apertura inicial del Golfo de México (Goldhammer, 1999; Dickinson y Lawton, 2001). La FSM fue definida por Charleston (1973), aunque algunos autores le denominan Lineamiento "Sierra Mojada-China" (Padilla y Sánchez, 1982, 1986). Para esta estructura han sido sugeridos movimientos laterales durante el Jurásico Tardío, así como movimientos normales durante el Cretácico Temprano. Tales movimientos controlaron los patrones

sedimentarios al norte de la falla (McKee *et al.*, 1984, 1990), es decir, sobre la Cuenca de Sabinas, además de ser una vía importante para la circulación de fluidos.

En Coahuila central, el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) limita con el Bloque de Coahuila por medio de la FSM. Para el acortamiento producido en el CPC se han generado se han propuesto diversos mecanismos. Entre ellos una transpresión entre el Cratón de Coahuila-Texas y la Plataforma de Coahuila (Smith, 1981), con desplazamientos laterales izquierdos, acomodados por las fallas de San Marcos y La Babia. Otros autores, en base a fotografías satelitales (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982), propusieron un evento transpresivo en la Cuenca de Sabinas, contemporáneo a la deformación Larámide (o inclusive posterior), aunque sólo se han cuantificado desplazamientos laterales a escala de afloramiento (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello, 2005b). Ye (1997), por su parte, propuso que la deformación en el CPC fue una respuesta a los esfuerzos impuestos sobre el borde continental (NE-SW) durante la subducción de la placa Farallón durante el Terciario. Chávez-Cabello (2005a), documentó un acortamiento Larámide afín al reportado por Ye (1997), aunque con una componente izquierda menor (acortamiento oblicuo). También documentó fallas laterales más jóvenes a las anteriores, cortando estructuras Larámides, tal vez correspondiendo a la reactivación de la Falla de San Marcos (Chávez-Cabello, 2005b).

2.5.3 Megacizalla(?) Mojave-Sonora (MMS)

La MMS (Silver y Anderson, 1974) fue propuesta como una solución parcial a los problemas para la reconstrucción de Pangea en algunos modelos tectónicos (p.e. Bullard *et al.*, 1965; Pindell, 1985). Anderson y Silver (1977ab, 1978, 1979, 1981) documentaron datos geocronológicos que presentaban diferencias de edad entre el Bloque de Caborca (1.8-1.6 Ga) y el Bloque de América del Norte (1.4 a 1.1 Ga), proponiendo que la MMS constituye una falla lateral izquierda con rumbo NW-SE, instaurada durante el Jurásico Tardío y acomodando aproximadamente 800 km de desplazamiento.

Actualmente existe mucha controversia sobre la existencia de esta zona de cizalla, y aunque existen evidencias estratigráficas (Flawn y Díaz, 1959; Jones *et al.*, 1995) que apoyan tal hipótesis además de las geocronológicas citadas anteriormente, también se ha cuestionado la validez de la hipótesis de la MMS con evidencias geocronológicas y geoquímicas (Iriondo, 2001), estratigráficas (Stewart *et al.*, 1999) y paleomagnéticas (Molina-Garza & Geissman, 1996).

2.5.4 Falla Transformante de Tehuantepec o Tamaulipas-Chiapas (FTCH)

Se considera que la FTCH es una estructura clave en las reconstrucciones de Pangea, en la evolución del Golfo de México y en la traslación del bloque Yucatán a su posición actual (Pindell y Dewey, 1982; Salvador, 1991b). Ello se fundamenta en la presencia de una pendiente vertical del basamento en la costa este de México, paralela al sistema de fosas tectónicas de la región (Triásico Tardío-Jurásico Medio). Además, existe un alineamiento en el borde oriental del México de la actividad magmática durante el Terciario de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, circunstancia que pudiera estar relacionada con la existencia de la Falla Tamaulipas-Chiapas.

2.6 ACTIVIDAD MAGMÁTICA DEL TERCIARIO

La presencia de magmas de arco en el interior del continente y sobre el margen del mismo evidencia la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica (Clark *et al.*, 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986; Valencia *et al.*, 2001).

La idea más aceptada para explicar la traslación del arco magmático hacia el continente está documentada en el suroeste de Estados Unidos y norte de México (Clark *et al.*, 1982; Silver y Chappell, 1988), y propone una disminución en el ángulo de subducción, debido posiblemente a varios factores, como el aumento de la tasa de convergencia, la subducción de una corteza oceánica flotante, o la modificación en la trayectoria de la placa Norteamericana (Clark *et al.*, 1982; Keith, 1982; Atwater, 1989; Atwater y Severinghaus, 1989). Entre el Oligoceno y Plioceno se presentó un *roll-back* de la placa consumida y/o una delaminación de la corteza oceánica (Bird, 2002), ocasionando una rápida migración del arco nuevamente hacia la costa del Pacífico, extinguiéndose de forma gradual hasta llegar cercanamente a su posición original durante el Cretácico.

Algunos autores, sugieren que la migración del arco en México fue efectuada entre los 140 y 16 Ma (Anderson & Silver, 1977a; Clark *et al.*, 1979, 1982; Henry, 1975), manteniéndose estacionario entre los 40-30 Ma (Clark *et al.*, 1982). Tal migración ocasionó una evolución en la composición de los magmas, desde una composición calci-alcalina cerca a la trinchera, hacia alcali-cálcica con alto contenido en potasio, y alcalina a unos 1000 km de distancia de la trinchera (Clark *et al.*, 1982). También existen otros reportes de rocas intrusivas de arco emplazadas en asociación con la Orogenia Larámide en el norte de México (McDowell *et al.*, 2001; Staude y Barton, 2001; Valencia *et al.*, 2001). En el noreste de México existen manifestaciones magmáticas del Terciario, como la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), compuesta por las sierras de San Carlos y Tamaulipas, y el Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM), que es la continuidad del Complejo Magmático Trans-Pecos de los Estados Unidos. El CICM representa la manifestación más interna del magmatismo de arco asociado a la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica (Chávez-Cabello *et al.*, 2003). Este cinturón se localiza en la parte centro-norte de Coahuila y en la parte central del CPC, donde se han reportado edades entre 43 y 35 Ma (Sewell, 1968; K-Ar en roca total), y entre 45 y 39 Ma (Chávez-Cabello *et al.*, 2003; $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en hornblenda).

CAPÍTULO III. ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE LAS INCLUSIONES FLUIDAS.

La geoquímica de inclusiones fluidas después de los trabajos pioneros en depósitos minerales hidrotermales de Roedder (1958) ha presentado un importante desarrollo en los últimos 30 años, ya que las inclusiones fluidas preservan las fases presentes en las etapas de formación de una roca o minerales económicos. Esta técnica es aplicable en muchas de las geociencias, por ejemplo en la petrología ígnea, sedimentaria y metamórfica, en la geología estructural, estratigrafía, en la exploración y determinación de procesos formadores de yacimientos minerales y de hidrocarburos (Bodnar, 1994), donde la técnica ha adquirido gran desarrollo en los últimos días. Los depósitos minerales son anomalías en la Tierra, que nos proveen la más clara evidencia del paso de soluciones a través de fallas, fracturas y rocas porosas que disolvieron, transportaron y concentraron elementos de interés económico. Estudiando las inclusiones fluidas se puede reconocer de una forma directa la naturaleza de los fluidos mineralizantes y de los procesos que formaron a los depósitos minerales. Las inclusiones fluidas (IF) son muestras de fluidos atrapadas en pequeñas cavidades o lagunas de crecimiento de un mineral (normalmente < 100 μm), dentro de las cuales pueden existir uno o más minerales sólidos, es decir, son trazas microscópicas de fluidos atrapados en los minerales formadores de la roca (Dubessy y Sass-Gustkiewickz, 2002) o en la mineralización económica. Dentro de estas cavidades, el fluido o los fluidos atrapados pueden presentar cualquier estado físico y su composición puede incluir desde agua pura hasta salmueras de diferente salinidad, conteniendo cantidades variables de volátiles, silicatos y/o sulfuros (Bodnar, 1983) entre otros.

3.1 Clasificación de las inclusiones fluidas.

El criterio de clasificación más utilizado se basa en el origen, aunque las IF pertenecen rara vez a una sola generación ya que el atrapamiento de los diferentes fluidos puede llevarse a cabo con separación en tiempo de algunos millones de años. Por esta razón, las soluciones atrapadas pueden mostrar diferencias de composición. Roedder (1976, 1981, 1984) estableció parámetros geométricos y morfológicos basados en observaciones microscópicas para distinguir la sucesión cronológica de las IF. También distingue tres tipos genéticos que son: inclusiones primarias, inclusiones secundarias, e inclusiones pseudosecundarias.

a) *Inclusiones primarias.*

Cuando los cristales crecen (o recrystalizan) en un medio fluido y homogéneo, se forman irregularidades de crecimiento capaces de atrapar pequeñas porciones de fluido. El sellado de tales irregularidades da lugar a la formación de las inclusiones primarias, las cuales se localizan en el crecimiento de las caras, aristas y vértices del cristal, siendo éstas, las más representativas de las condiciones termodinámicas en el momento de atrapar el fluido. Roedder (1976, 1981, 1984) definió los

mecanismos de captura más comunes que se pueden presentar durante el crecimiento cristalino, los cuales son enunciados a continuación:

- En la superficie del cristal normalmente se forman vacíos y/o cavidades donde puede quedar aprisionado el fluido que rodea al cristal (Figura 3.1a). Las capas sucesivas que conforman el cristal no son estrictamente planas, aunque el flujo de los elementos formadores del cristal sea uniforme.

- La disolución parcial de minerales produce numerosas entradas en la superficie cristalina. Conforme el crecimiento se reanuda se pueden formar inclusiones de tamaño razonable o bandas de inclusiones pequeñas en las irregularidades de la superficie (Figura 3.1b).

- Sobre cristales en crecimiento ocasionalmente se fijan a su superficie objetos sólidos (inclusión sólida), pudiendo capturar al mismo tiempo algunas inclusiones fluidas (Figura 3.1c).

- El crecimiento rápido de un mineral puede dar lugar a la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dendríticos. Si a éste episodio le sucede otro de crecimiento más lento, pueden quedar atrapadas en el cristal inclusiones de tamaño variable (Figura 3.1d).

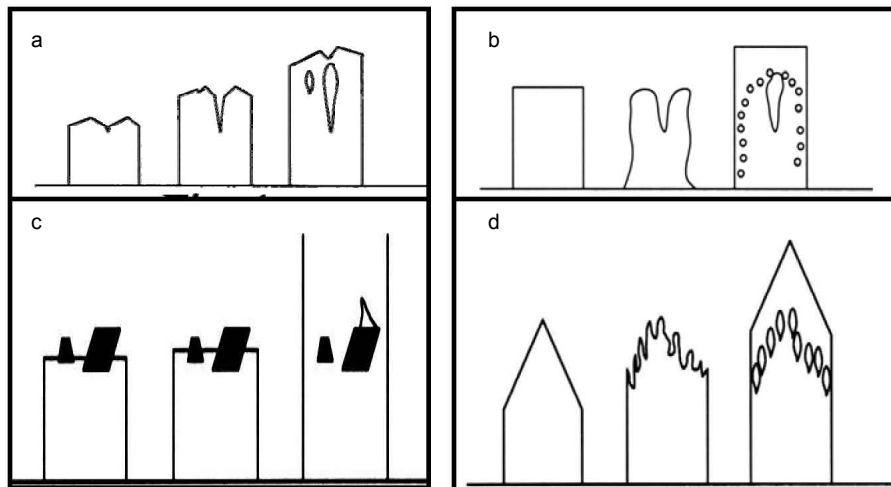


Figura 3.1 Formación de inclusiones primarias. a: formación a través de vacíos o cavidades; b: formación mediante disolución parcial; c: formación sobre cristales en crecimiento; d: formación sobre crecimiento rápido del cristal. Modificado de Roedder (1984).

b) Inclusiones secundarias.

Todas las IF que se originan después de la formación del cristal se incluyen en ésta categoría es decir, si un cristal se fractura en presencia de un fluido éste penetra en la fractura produciendo al inicio una disolución y posteriormente una recristalización del mineral hasta reducir su superficie, atrapando un conjunto de inclusiones secundarias (Figura 3.2).

Las inclusiones secundarias han sido divididas en dos tipos de inclusiones producidas por los diferentes tipos de deformación, unas formadas por deformación frágil (cicatrización de fracturas) y otras por deformación dúctil. Los procesos de deformación producen la liberación de los fluidos pudiendo ser el fluido original o representar un evento posterior a éste. El estudio detallado de las inclusiones alojadas en

las fracturas ayuda a analizar la composición y cronología de los diferentes fluidos que han quedado grabados en el registro rocoso.

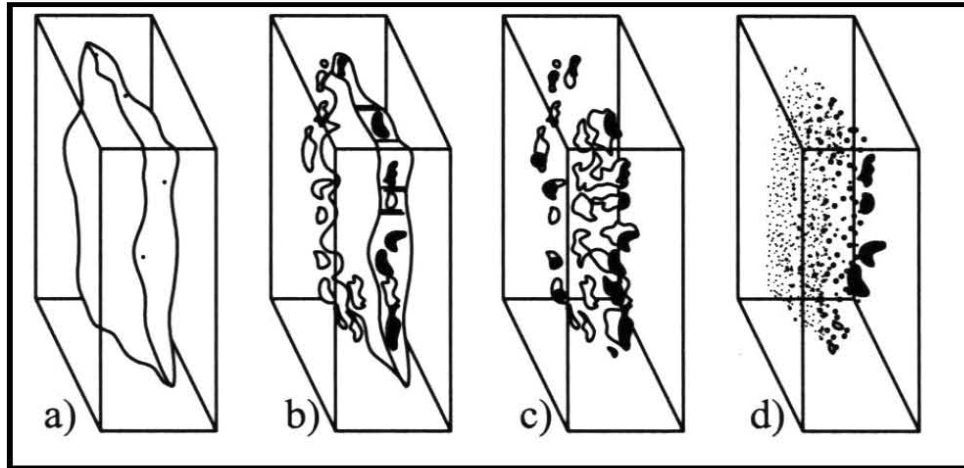


Figura 3.2 Cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias (Tomado de Roedder, 1984). En este caso, las letras a-d, muestran las diferentes etapas de formación de inclusiones secundarias, mediante la cicatrización de una fractura.

c) *Inclusiones pseudosecundarias.*

Las inclusiones pseudosecundarias representan estados intermedios entre las inclusiones primarias y secundarias. Ellas son formadas por la introducción de fluidos en fracturas durante el crecimiento del cristal y su posterior atrapamiento. Para definir correctamente este tipo de inclusiones es necesaria la delimitación precisa de las fracturas dentro del cristal (Figura 3.3).

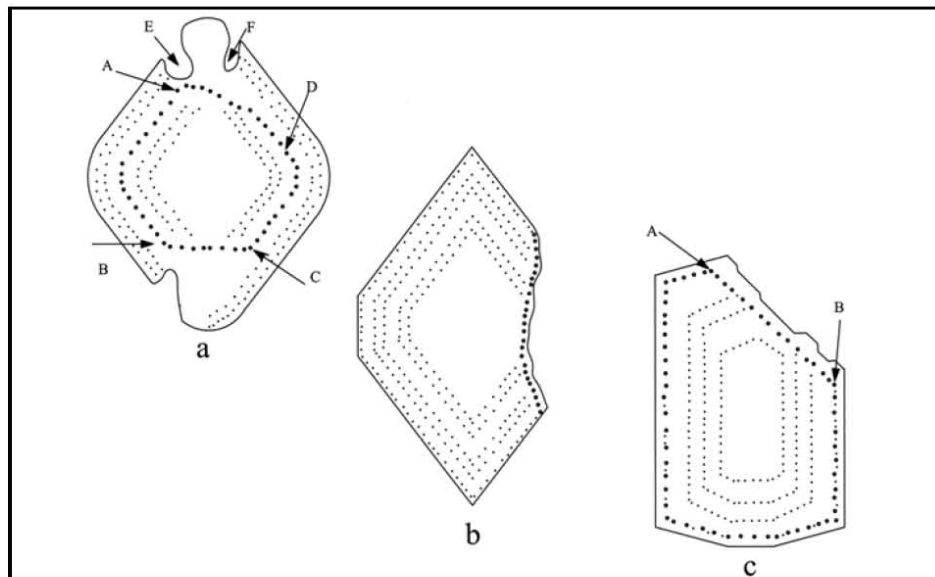


Figura 3.3 Inclusiones pseudosecundarias: a) Confinadas a la superficie de soldadura de un cristal (sectores AD y BC). O bien singenéticas, con inclusiones primarias regeneradas (sectores AB y CD) restringidas en este último caso o superficies débilmente atacadas; E y F espacios primarios, asociados con corrosión globulares múltiples. b) Confinadas a superficies de corrosión planas. c) Asociadas con superficies de corrosión debidas a la exfoliación (Tomado de Roedder, 1984).

Las inclusiones primarias y pseudosecundarias reflejan el fluido presente durante el crecimiento del cristal, mientras que las inclusiones secundarias corresponden a soluciones posteriores, posiblemente no relacionadas con los fluidos responsables del crecimiento. Las características que permiten distinguir las inclusiones primarias de las secundarias son muy ambiguas, en general, las primarias aparecen aisladas y/o se desarrollan sobre los planos cristalográficos; mientras que las inclusiones secundarias se disponen a lo largo de fracturas recrystalizadas.

3.2 Modificación post-atrapamiento.

En las inclusiones fluidas de los depósitos minerales hidrotermales existen dos problemas de modificación post-atrapamiento (Van den Kerkhof y Hein, 2001), estos problemas post-atrapamiento, están fuertemente ligados a la interpretación de los datos obtenidos de las IF.

3.2.1 Difusión.

Los componentes propensos a sufrir difusión son los elementos de radio iónico pequeño (H_2 o el He) o bien, minerales con estructura abierta y alta difusión iónica. La difusión ocurre normalmente por el cruce mineral, por el borde de los granos cristalinos o sobre los defectos cristalinos (Wilkinson, 2001). Ya que muchos depósitos hidrotermales no se mantienen a altas temperaturas en periodos extensos de tiempo o no se caracterizan por fuertes gradientes de potencial químico, las difusiones de hidrógeno no se observan como un problema general. Por lo tanto, este problema no debería afectar significativamente a las propiedades volumétricas ni a la fase de equilibrio de los sistemas agua-sal a baja temperatura (Wilkinson, 2001).

3.2.2 Intercambio isotópico.

La determinación de la composición isotópica del oxígeno e hidrógeno en las inclusiones fluidas permite definir el origen del agua y las interacciones a lo largo del patrón de flujo. Por lo tanto, estos datos isotópicos son usados para la validación de modelos geológicos referentes a la génesis de diferentes depósitos minerales (Wilkinson, 2001). Simon (1997), determinó problemas potenciales que surgían del intercambio isotópico entre las inclusiones fluidas, el mineral huésped y el agua alojada en diferentes espacios cristalinos de cuarzo (defectos), aunque debido a los pequeños volúmenes de fluido atrapado en estos lugares, no representa un problema realmente significativo (Gleeson *et al.*, 1999).

3.3 Interpretación de datos de inclusiones fluidas.

3.3.1 Características generales

3.3.1.1 Temperatura de homogeneización y salinidad.

La forma más simple de caracterizar las inclusiones fluidas presentes en sistemas mineralizados es en términos de temperatura de homogeneización (T_h) y salinidad (% peso NaCl eq.).

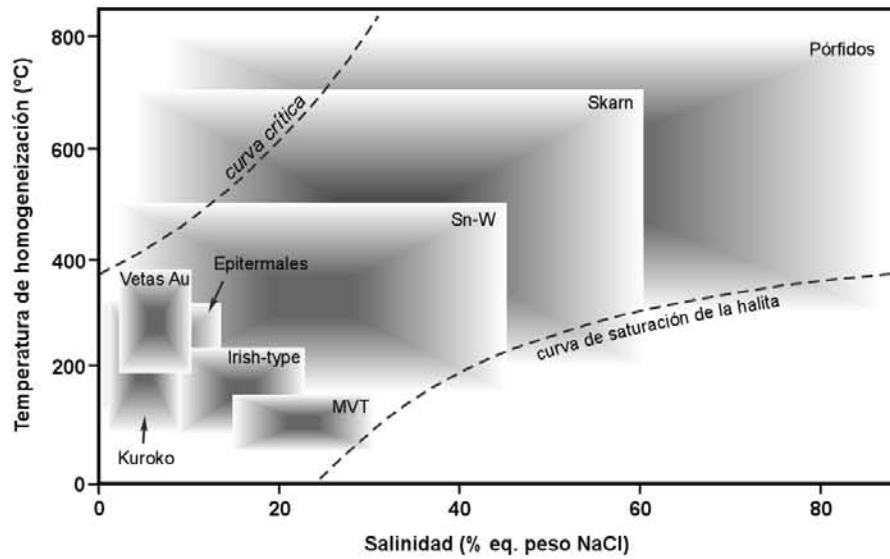


Figura 3.4 Diagrama resumen de la temperatura de homogeneización-salinidad, ilustrando rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos. Nótese que los campos no deberían ser considerados definitivos y las composiciones existen fuera de los rangos mostrados. Adaptado de Wilkinson (2001).

En la figura 3.4 se observa una compilación de datos de Th y salinidad (Roedder, 1984) en diferentes tipos de depósitos. Las clases de depósitos minerales más grandes, obviamente ocupan campos más amplios en la gráfica Th-salinidad; esta gráfica es limitada a lo largo de la curva de saturación de la halita y por la curva crítica para soluciones puras de NaCl, dicha gráfica refleja las propiedades básicas de los fluidos involucrados en su formación. Por instancia los depósitos epitermales primarios son modificados por fluidos superficiales que han circulado dentro del régimen frágil de la corteza, normalmente en áreas de permeabilidad elevada y alto flujo de calor. Por lo tanto, estas áreas se han tipificado por fluidos de baja salinidad y en un rango de temperaturas de homogeneización que a causa del atrapamiento normalmente involucrado a baja presión sirvan como una aproximación de la temperatura de atrapamiento (Wilkinson, 2001). Cabe hacer mención que los límites de los campos en la figura 3.4 no son límites agudos o formales, por lo que la información presente en la gráfica, deberá ser utilizada solamente como guía.

3.3.1.2 Densidad de fluidos.

La comparación de la temperatura de homogeneización y la salinidad nos provee la densidad del fluido, independientemente de las condiciones de atrapamiento del mismo. Las variaciones en la densidad del fluido son importantes ya que aportan información referente a los mecanismos de flujo, además, la evaluación espacial de éstas variaciones en un sistema puede suministrar límites sobre los procesos del flujo (Wilkinson, 2001). Bodnar (1983) propone la utilización de un diagrama Th-salinidad (% peso NaCl eq.) sobre el cuál grafica isolíneas de densidad (Figura 3.5). En ella se pueden observar y considerar las variaciones en la densidad para su posterior interpretación.

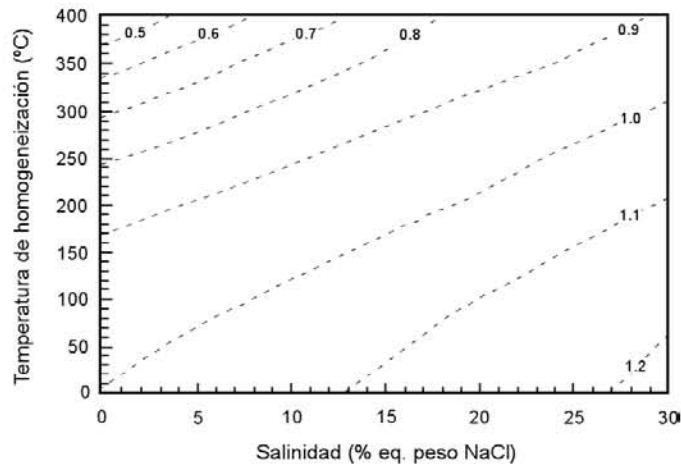


Figura 3.5 Configuración temperatura de homogeneización-salinidad, mostrando densidades (gr/cm³) de soluciones saturadas de vapor NaCl-H₂O. Adaptado de Wilkinson (2001).

3.3.1.3 Contenido de volátiles

El contenido de volátiles no acuosos o contenido de gas, es otro enfoque para definir las diferentes clases de fluidos mineralizantes, no obstante los problemas involucrados en el análisis del contenido de gas de las inclusiones y los requerimientos comunes para el análisis de muestras totales, los datos de la composición de gas puede utilizarse como un indicador de proveniencia del fluido (Wilkinson, 2001). Particularmente, el N₂, Ar y He son trazadores conservativos que proporcionan una herramienta para discriminar entre fluidos de diferente origen, desde magmáticos hasta sedimentarios o meteóricos someros (Landis y Rye, 1989; Norman y Musgrave, 1994).

3.3.1.4 Composición del soluto.

Mediante diferentes técnicas, se ha realizado una gran cantidad de análisis sobre inclusiones fluidas para determinar la composición del soluto, observando una gran dificultad para generalizar la composición de los fluidos mineralizantes. Se presentan como cationes dominantes a elementos como Na, K, Ca, Fe y Mg, y los aniones dominantes casi siempre son Cl⁻ y cantidades menores de SO₄⁻², HCO⁻³, y NO₃⁻, es decir, tienen similitudes con muchos de los fluidos corticales (Wilkinson, 2001). Recordemos que la abundancia de Cl⁻ es particularmente importante en muchas de las soluciones mineralizantes, ya que es el complejo principal para muchos metales entre ellos los metales base. Recientemente se ha llevado a cabo una modelación termodinámica-química, involucrando códigos (*codes*) reactivo-transporte (Reed, 1997), sin embargo, éstos métodos requieren de toda la información posible relacionada a la química, temperatura y otras propiedades del fluido, permitiendo identificar los parámetros clave que controlan el sistema. Es decir, se pueden estimar los balances de masa y predecir la distribución espacial y textural, comparadas con relaciones de campo (Plumlee *et al.*, 1994). La modelación es una herramienta poderosa, aunque debemos recordar que el modelado es un experimento idealizado de un evento, mientras que las interpretaciones que obtengamos de una masa rocosa, siempre serán más fidedignos.

3.4 Procesos físicos de la modificación de fluidos.

En la mayoría de los depósitos minerales, los procesos físicos como la separación de fases y la mezcla de fluidos son los mecanismos más importantes en la concentración económica de minerales (Skinner, 1997), estos argumentos se basan en las siguientes observaciones:

- Para una precipitación importante de minerales, el enfriamiento resulta insuficiente debido a la ausencia de gradientes extremos de temperatura en muchos de los ambientes corticales.
- En los sulfuros, el transporte importante de azufre y metales dentro de un único fluido es muy difícil (Sverjensky, 1984), excepto donde el azufre es transportado en su forma oxidada (sulfato). La única forma viable de transporte de azufre y metales es mediante fluidos separados, produciéndose la precipitación cuando ocurre la mezcla de ambos.
- En algunos casos, la interacción fluido-roca se implica como un posible control sobre el depósito de minerales. Esto sólo es cierto donde la roca encajonante es altamente reactiva a las soluciones hidrotermales ácidas o donde la alteración de la roca produce una disminución en el volumen global de la misma (p.e. dolomitización).

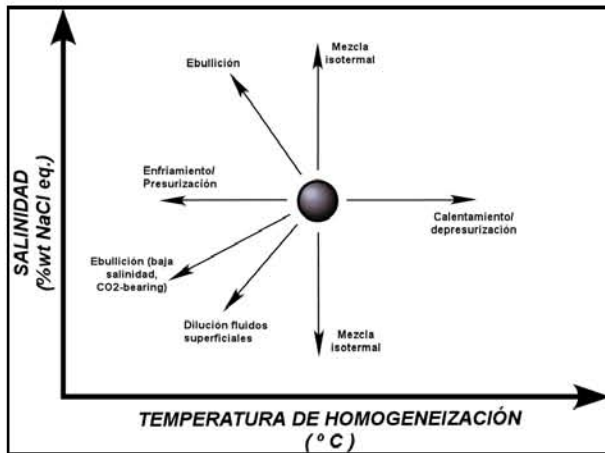


Figura 3.6 Diagrama esquemático que muestra las tendencias típicas en Salinidad – Th, debido a diferentes procesos de evolución de los fluidos. Adaptado de Wilkinson (2001).

Existen dos procesos que comúnmente proveen las condiciones necesarias para la precipitación efectiva de minerales, estos son la ebullición (*boiling*) o efervescencia (sistemas ricos en volátiles) y la mezcla de fluidos (*fluid mixing*) (Figura 3.6). Cualquiera de ellos proporciona la condición clave para la precipitación eficiente de minerales, es decir, la supersaturación rápida del fluido o fluidos hidrotermales (Wilkinson, 2001).

El reconocimiento de estos procesos se puede realizar mediante una gráfica Salinidad vs. Temperatura de homogeneización (Figura 3.6), donde la ebullición o efervescencia resulta en la producción de vapor y en sistemas abiertos se produce la pérdida de volátiles (H₂O). Como resultado de la fuerte partición de sales, el líquido residual tiende a ser más salino, además, como resultado de la expansión adiabática la fase líquida también puede experimentar enfriamiento (Wilkinson, 2001).

Las variaciones en la salinidad pueden ser producidas por ebullición o efervescencia, aunque cuando esta variación es importante, probablemente puede ser controlada por la mezcla de fluidos, excepto donde la disolución de evaporitas puede ser demostrada (Wilkinson, 2001). La naturaleza de la salinidad de los fluidos es extremadamente útil ya que puede solo modificarse fácilmente por la adición o remoción de agua, o por la introducción de una solución más salina, por lo tanto, las medidas de salinidad son extremadamente útiles para inferir la presencia de dos fluidos y estimar la mezcla entre ellos.

Otro punto importante de observar es la posibilidad de que la salinidad estimada en los fluidos diluidos (determinada por la temperatura de fusión del hielo) pueden presentar errores importantes donde

existen pequeñas cantidades de CO₂ y otros volátiles (Hedenquist y Henley, 1985). La presencia de estos gases puede afectar la distribución de los datos en la gráfica Salinidad vs. Th, así como las tendencias producidas por los diferentes procesos, ya sean de mezcla ó ebullición.

CAPÍTULO IV. DEPÓSITOS TIPO MISSISSIPPI VALLEY

4.1 Definición

Los depósitos conocidos como tipo *Mississippi Valley* fueron definidos para los depósitos de Pb-Zn en 8 distritos mineros y para algunos depósitos subeconómicos de pequeña magnitud, dispersos a través de la región del valle del río del mismo nombre (Figura 4.1; Bastin, 1939; Ohle, 1959, 1980; Snyder, 1968). Las mineralizaciones generalmente denominadas como *Mississippi Valley-type* (MVT) son epigenéticas, normalmente estratoligadas, y están formadas a partir de soluciones hidrotermales de baja temperatura y presión, con o sin la presencia de hidrocarburos (Sverjensky, 1984, 1986, 1989). Además, en la actualidad se perciben como una parte normal de la evolución de una cuenca sedimentaria (Anderson y Macqueen, 1998).

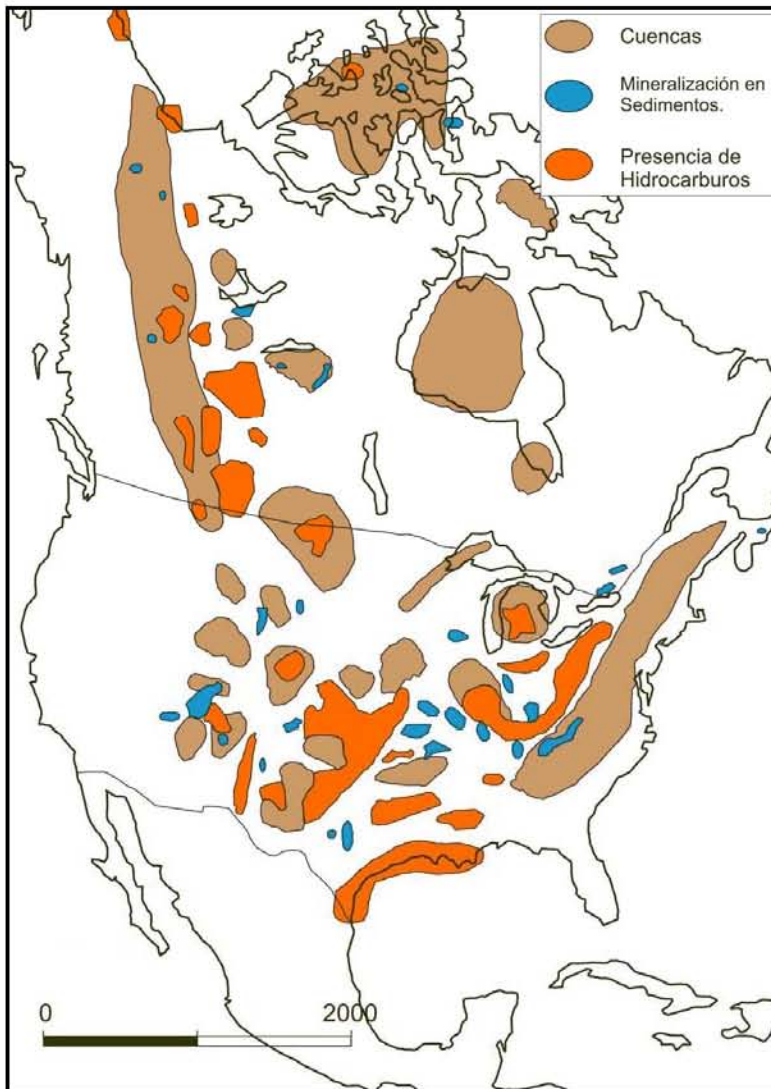


Figura 4.1 Mapa de Norteamérica, mostrando la mineralización MVT (Pb-Zn), las cuencas intracratónicas y la ocurrencia de hidrocarburos asociado a ellas. Modificado de Anderson & Macqueen, 1988.

No obstante la abundante presencia de esta tipología en el Valle del Mississippi, existen algunos distritos de clase mundial en otros continentes. Mundialmente, la distribución de los MVT se realiza en rocas carbonatadas de plataforma, observándose una fuerte preferencia en series con rocas dolomíticas, en las que el depósito está generalmente restringido a los límites periféricos de las secuencias de plataforma y/o en cuencas intracratónicas (Sangster, 1990).

Tomando en cuenta la paragénesis mineral y el tipo de soluciones mineralizantes, surgen otros sub-tipos, como los depósitos (1) estratoligados en rocas carbonatadas, (2) estratoligados en rocas siliciclásticas, (3) alojados en fracturas, y (4) en filones de baja temperatura. Sin embargo algunos autores no consideran estos subtipos como MVT en sentido estricto, argumentando que sus

características, son suficientemente diferentes para mantenerlos separados (Sangster, 1990).

Casi todos los depósitos tipo *Mississippi Valley* y los subtipos mencionados anteriormente, contienen muchos de los principales minerales característicos de la clase general, como esfalerita, galena, barita y fluorita. Sin embargo, los distritos mineros más grandes son generalmente más ricos en uno de éstos minerales (Sverjensky, 1989) o en algún otro mineral asociado (Pohl y Siegl, 1986).

4.2 Características de los depósitos tipo Mississippi Valley-type

No obstante que a finales de la década de 1980, los depósitos *MVT*, junto con los depósitos singenéticos de metales básicos encajados en sedimentos (*VMS*, *Sedex*), constituían el 65% de las reservas mundiales de zinc y el 77% de las de plomo (Tikkanen, 1986), y que son una de las clases de depósitos más estudiados en la actualidad, no existe un acuerdo para explicar su génesis, ya que las características de los depósitos tipo *Mississippi Valley* son muy diversas. Los aspectos básicos en controversia sobre la génesis de los depósitos *MVT* son (a) los mecanismos de flujo de los fluidos mineralizantes, (2) el ambiente tectónico en que se formaron y (3) los procesos de precipitación de los minerales. Estos factores de controversia son debidos a que algunas de las características esenciales de los depósitos no pueden ser generalizadas. A continuación se enumeran las características comunes, de los depósitos tipo *Mississippi Valley* (Ohle, 1959; Kisvarsanyi *et al*, 1983; Sangster, 1983; Roedder, 1984; Sverjensky, 1984, 1986, 1989; Anderson y Macqueen, 1988; Leach y Sangster, 1994; Hannor, 1996; Wilkinson, 2001).

4.2.1 Distribución y localización.

- Los depósitos se concentran cerca o sobre las cuencas sedimentarias, o bien en arcos dentro de las mismas. Normalmente aparecen encajonados en series estratigráficas carbonatadas de plataforma, generalmente dolomitizadas, con espesores variables. La distribución de los *MVT* está controlada por (1) elementos estratigráficos, como límites litológicos, cambios de facies, presencia de karst, (2) límites estructurales (fracturas, fallas, brechas tectónicas), o (3) la combinación de ambos, localizándose siempre en niveles determinados, determinando su carácter estratoligado. La evidencia estratigráfica sugiere una formación a poca profundidad (<1500 m), a menudo en altos estructurales, y bajo presiones que no exceden algunos cientos de atmósferas.
- Los distritos están formados comúnmente por un alto número de depósitos con pequeño tonelaje (<2 Mt) con leyes máximas alrededor del 10% de Zn+Pb.

4.2.2 Mineralización e inclusiones fluidas

- La morfología de los depósitos es muy variada, desde mantos de reemplazamiento masivos a bandeados, relleno de bolsas (drusas, geodas), a veces de origen kárstico (karst hidrotermal), cementos de brechas hidráulicas o de colapso, hasta cementos ocupando biostromas, generalmente de rudistas o corales.

- La mineralización es epigenética y no tiene asociación alguna con fenómenos ígneos. Consiste principalmente de sulfuros de zinc y plomo (esfalerita y galena), asociados a sulfuros de hierro (pirita y marcasita), y con carbonatos de calcio y magnesio. La galena es comúnmente pobre en plata y la esfalerita pobre en hierro. También puede contener barita, fluorita, celestina, calcopirita o cuarzo, que pueden ocasionalmente llegar a constituir la mayor parte de la mineralización o ser localmente abundantes.
- Texturalmente, la mineralización muestra una amplia diversidad, desde reemplazamientos coloidales de grano muy fino hasta cristales de varios centímetros a pocos decimétricos que rellenan cavidades. También pueden predominar texturas que indican una rápida precipitación (coloformes, dendríticas, esqueléticas).
- En numerosos distritos, los depósitos están acompañados por material orgánico en forma de kerógeno, o bien de inclusiones fluidas con metano e hidrocarburos líquidos y/o sólidos atrapados en los minerales.
- Se han formado a partir de soluciones de cuenca similares a las aguas de formación petroleras (salmueras), con salinidades superiores a 1000 kg/m^3 , con temperaturas entre 80° y 150°C , determinadas mediante microtermometría de inclusiones fluidas, normalmente bifásicas (líquido con una pequeña burbuja de vapor, $< 10\%$ en volumen), en cuarzo, esfalerita, dolomita, barita, calcita y fluorita. Las salinidades obtenidas llegan hasta $30 \text{ wt.}\%$ NaCl eq. (salmueras compuestas por NaCl y CaCl_2 , esencialmente). El transporte se produce de forma más viable mediante complejos clorurados para Zn y Pb, mientras que el F se puede transportar como complejos con Ca y Mg.
- En las inclusiones fluidas, en los ensayos de baja temperatura, las temperaturas metaestables de congelamiento son muy bajas ($\leq -60^\circ\text{C}$) debido a su alta salinidad. Dichas temperaturas bajas, permiten inferir la presencia de cationes inusuales como Cu^{2+} o Li^+ . La última fase sólida en fundir es usualmente hidroalita o hielo, dependiendo de la salinidad total. Los cationes en solución en orden de abundancia son Na, Ca \gg K, Mg, Fe, B.
- Existen similitudes entre la geoquímica de las inclusiones y las salmueras contemporáneas a yacimientos petroleros, especialmente en lo referente a las altas salinidades y densidades, y por su carácter rico en CaCl_2 . Además, las aguas de formación (salmueras) han sido consideradas como los principales fluidos mineralizantes en los depósitos MVT.
- Modelados experimentales de diversos autores, que involucran datos de inclusiones fluidas y de salmueras contemporáneas, indican que el transporte de metales y azufre se produjo en forma oxidada (sulfato), o bien el transporte de los metales y azufre se produjo mediante dos líquidos distintos.

4.2.3 Geoquímica isotópica

- Para estos depósitos, los datos isotópicos de plomo sugieren un origen cortical para los metales, probablemente lixiviados de materiales sedimentarios provenientes de la misma cuenca, o bien de materiales presentes en el basamento. La fuente del azufre se asocia generalmente a una

fuelle evaporítica (por evaporación de agua marina o lavado de evaporitas), aunque en algunos depósitos se observa un amplio rango en composición, que sugiere que dicha composición puede estar modificada por procesos de oxidación-reducción en presencia de materia orgánica.

- En relación a las composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno de las aguas contenidas en las inclusiones fluidas se observa que son similares a las de los fluidos presentes en las cuencas sedimentarias, mientras que las composiciones isotópicas de oxígeno y carbono de las rocas encajonantes, se presentan ligeramente empobrecidas (en C y O) con respecto a las rocas regionales, indicando su recristalización (equilibrio isotópico) en presencia de un fluido.

4.3 Texturas

Algunas de las características mencionadas en el apartado anterior no se observan directamente en el depósito, ya que requieren un trabajo de laboratorio previo (microtermometría de inclusiones fluidas, análisis isotópico), mientras que otras características como la mineralogía y la morfología de las estructuras en el depósito pueden ser controversiales, ya que otras tipologías presentan menas minerales y estructuras similares. Las texturas en la mineralización reflejan procesos epigenéticos típicos en los depósitos tipo *Mississippi Valley*, motivo por el cual se realiza un énfasis especial en esta particularidad, diagnóstica para restringir el depósito a una tipología en específico.

En los depósitos MVT frecuentemente se encuentran texturas asociadas al relleno de espacios vacíos en la roca encajonante (drusas o geodas). Estos huecos son tanto vacíos preexistentes (porosidad primaria, cavidades kársticas) como generados por el fluido mineralizante (karst hidrotermal; Dzulyński y Sass-Gustkiewicz, 1985). La mineralización en estos espacios vacíos se presenta desde cristales idiomórficos de hasta varios decímetros de diámetro, en los cuales se observa zonación composicional y estructuras bandeadas con formas botroidales, formadas por pequeños cristales alotriomórficos. En estas bandas, la cristalización se desarrolla radialmente, mostrando también variaciones composicionales que se manifiestan por niveles de colores diferentes.

En estos depósitos también predominan las brechas gravitacionales, generadas por el colapso de una cavidad debido a movimientos sísmicos o disoluciones generalizadas (Ohle, 1985), en cuyos fragmentos, normalmente se produce la precipitación en bandas concéntricas de los minerales formadores del depósito.

La dolomita en “silla de montar” (*saddle dolomite*; Radke y Mathis, 1980) se presenta comúnmente en cristales idiomórficos de tonos blancos y brillo perlado a nacarado, con sus caras y aristas curvas, extinción ondulante, abundantes inclusiones fluidas y variaciones intracristalinas en el contenido de elementos traza. Esta particular dolomita, precipita a partir de soluciones calientes (> 60°C) y salinas, las cuales son un típico producto de la reducción termoquímica del sulfato, también denominada *TSR* (Machel, 1987). La reducción del sulfato también puede ser provocada por la actividad bacteriogénica (ó BSR), lo cual es demostrado por las composiciones isotópicamente ligeras del azufre en sulfuros (MacQueen y Powell, 1984).

Las texturas bandeadas (*diagenetic crystallization rhythmites* o DCR) también conocidas como “ritmitas”, texturas “cebra”, “*rubané*” o “laminadas”, conformadas por bandas alternadas de colores claros y oscuros, correspondientes a diferentes generaciones de carbonatos (Fontboté, 1993), suelen estar relacionadas a los depósitos *MVT*. Estas variaciones en colores corresponden al reemplazamiento de la fábrica sedimentaria original de forma total (bandas claras) o en forma parcial (bandas oscuras). Las bandas oscuras están compuestas por agregados de dolomita de tamaño de grano fino a medio con o sin esfalerita, y ocasionalmente pirita, mientras que las bandas claras corresponden a cristales grandes de dolomita o esfalerita. Las texturas bandeadas también pueden contener minerales como barita, fluorita, siderita, ankerita (Gil *et al*, 1984; Gil y Velasco, 1992), magnesita (Velasco *et al*, 1987), dolomita, pirita y esfalerita (Arne y Kissin, 1989; Arne *et al*, 1991). Pohl y Siegl (1986) también observan en las ritmitas la aparición de celestina, yeso, apatita, hematitas, talco, cinabrio, tetraedrita, calcopirita, bornita, estibina, arsenopirita y, además, en raras ocasiones scheelita y bismutita. Regularmente se puede observar una transición entre las texturas bandeadas y las brechas, interpretándose como una respuesta al mismo proceso; es decir, si la presión del fluido que forma las ritmitas supera al tensor de esfuerzos σ_3 se puede generar fracturamiento hidráulico que podría evolucionar, hasta posiblemente formar brechas hidráulicas (Jebrak, 1992; Sibson, 1990).

Existen otras texturas interesantes aunque menos frecuentes, entre ellas cristales de calcita tanto en lentes (aislados y en grupo) y en mosaico, ambas soportadas por una matriz de dolomita micrítica impura o dolomita esparítica fina. Cabe indicar que estas texturas, no se formaron a partir de la precipitación asociada a la mineralización. Los cristales lenticulares de calcita son pseudomorfos de minerales evaporíticos primarios (yeso), y la textura en mosaico, similares a las texturas “*chicken-wire*” de las anhidritas, sugiere que la fuente del azufre está relacionada con la disolución de niveles evaporíticos (Tritlla *et al*, 2006).

4.4 Alteración hidrotermal en los *MVT*.

En estos depósitos minerales las alteraciones hidrotermales son escasas y poco desarrolladas en comparación con las que presentan en la mayoría de los yacimientos minerales. La alteración más extendida consiste en la dolomitización de la roca encajonante. En algunos distritos, esta alteración se presenta ampliamente distribuida (p.e. Pine Point en Canadá), mientras que en otras áreas aparece solo de manera local, rodeando las zonas mineralizadas. Además de la alteración anterior, puede aparecer también silicificación y/o moscovitización (Tritlla *et al*, 2006).

Se han descrito en la literatura otras alteraciones sobre la roca encajonante como diseminaciones de sulfuros similares a las que aparecen en la mineralización (Leach, 1979; Coveney *et al*, 1987), feldespatos autigénicos en las rocas carbonatadas (Hearn y Sutter, 1985; Hearn *et al*, 1987) y alteración hidrotermal de los carbonos (Daniels *et al*, 1990).

4.5 Edad de los depósitos.

La clave principal para validar los modelos conceptuales y numéricos sobre la génesis de esta tipología (MVT), reside en el conocimiento preciso de la edad de formación (Anderson y Macqueen, 1988). Con respecto a los métodos radiométricos, el problema reside en que los minerales relacionados con la formación de los depósitos no contienen cantidades suficientes de elementos radiométricos (Re, Sm, Rb, U, Th, K, entre otros) para obtener edades mediante ésta técnica, aunque recientemente se han obtenido resultados por el método Rb/Sr en esfalerita (Nakai *et al.*, 1990).

Algunos yacimientos han sido objeto de fechamientos mediante métodos radiométricos y/o paleomagnéticos (Leach *et al.*, 2001), confirmando una conexión directa entre la génesis de los depósitos *Mississippi Valley-type* con eventos tectónicos de escala global. Aunque este tipo de depósitos no aparecen en periodos geológicos exclusivos, de acuerdo a Leach *et al.* (2001), existieron dos periodos importantes en la génesis de los MVT. El primero y más importante de ellos se produjo del Devónico al Pérmico, correspondiendo a eventos tectónicos intensos durante la asimilación de Pangea. El segundo periodo se produjo del Cretácico al Terciario, cuando la asimilación de microplacas afectó la margen oeste de Norteamérica y Africa-Eurasia. Además, existe una pausa importante inmediatamente después de la ruptura de Rodinia y Pangea (Leach *et al.*, 2001).

4.6 Modelos genéticos.

El aspecto más controversial en los depósitos MVT es su génesis, además de los procesos involucrados en el transporte y depósito de los minerales. Las características mencionadas anteriormente soportan un origen diagenético, pero para ello en la actualidad existen cuatro modelos deposicionales diferentes, que implican el transporte de los metales y el azufre por separado, o de manera conjunta en diversos complejos, los cuales se mencionan a continuación.

a) Uno de los modelos más aceptados, es el que implica mezcla, en donde se argumenta el transporte de los metales base y el azufre por separado, y en el que la precipitación mineral se produce cuando estos dos fluidos se mezclan (Beales y Jackson, 1966; Anderson, 1975).

b) Otros autores (Barton, 1967; Anderson, 1983; Macqueen & Powell, 1984; Garven, 1985) propusieron un modelo en que los metales base son transportados como sulfatos y donde la precipitación se produce debido a las reacciones de sulfatoreducción, posiblemente por la oxidación de la materia orgánica o metano, o cualquier otro agente reductor.

c) En un tercer modelo, se postula que los metales y el azufre (en estado reducido) son transportados en una misma solución a pH bajo, y la precipitación se produce de maneras diversas, con un incremento el pH de la solución, por enfriamiento de la solución, por una dilución en la misma, o por medio de combinaciones entre estos factores (Helgeson, 1970; Anderson, 1973; Sverjensky, 1981).

d) El último modelo propone la transportación de los metales mediante complejos orgánicos en soluciones neutras o alcalinas (Barnes, 1983), y la precipitación es consecuencia de una disminución en el pH o en el estado de oxidación de la solución.

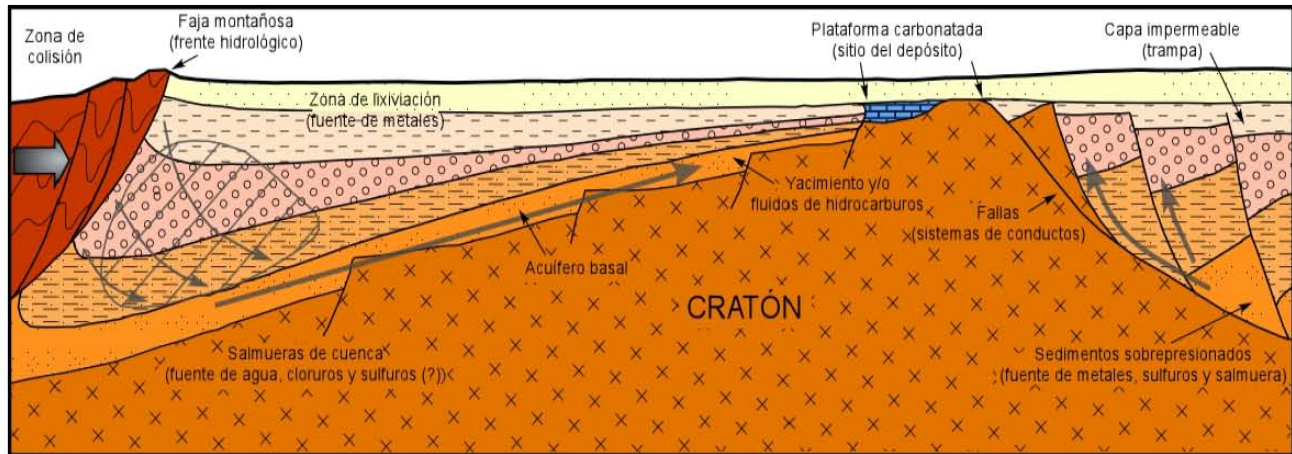


Figura 4.2 Ilustración esquemática del sistema mineral MVT, modificado de Sverjensky (1989).

Otro de los aspectos controversiales de los MVT es el origen de las soluciones mineralizantes y sus mecanismos de movilización. Actualmente, el modelo conceptual más aceptado propone que aguas meteóricas se infiltran en la corteza, interaccionando con materiales y niveles estratigráficos diferentes de la secuencia sedimentaria conforme profundizan (Figura 4.2). El movimiento de estas aguas evolucionadas sería producido por las variaciones en los niveles piezométricos de la cuenca (Garven, 1985; Bethke y Marshak, 1990), además de los cambios en la densidad del fluido, producto del gradiente geotérmico anómalo. Algunos autores (Noble, 1963; Jackson y Beales, 1967) proponen la compactación de la cuenca como mecanismo de flujo continuo de la solución, conservando la temperatura de la solución durante cientos de kilómetros como un flujo episódico hacia la roca carbonatada, a consecuencia de una sobrepresión (Figura 4.1; Sharp, 1978; Cathels & Smith, 1983).

CAPITULO V DISTRIBUCIÓN DE LOS DEPÓSITOS ESTRATOLIGADOS DE BARITA, FLUORITA, CELESTINA Y Pb-Zn EN EL NORESTE DE MÉXICO.

Realizando una compilación a nivel mundial de la distribución de los depósitos *Mississippi Valley-type*, se observa una restricción casi general hacia el tipo de roca encajonante (rocas carbonatadas), preferentemente en dolomitas; delimitando el depósito sobre los bordes o límites periféricos de las secuencias de plataforma y/o en cuencas intracratónicas (Fig. 5.1; Sangster, 1990; Puente-Solís, 2005a).

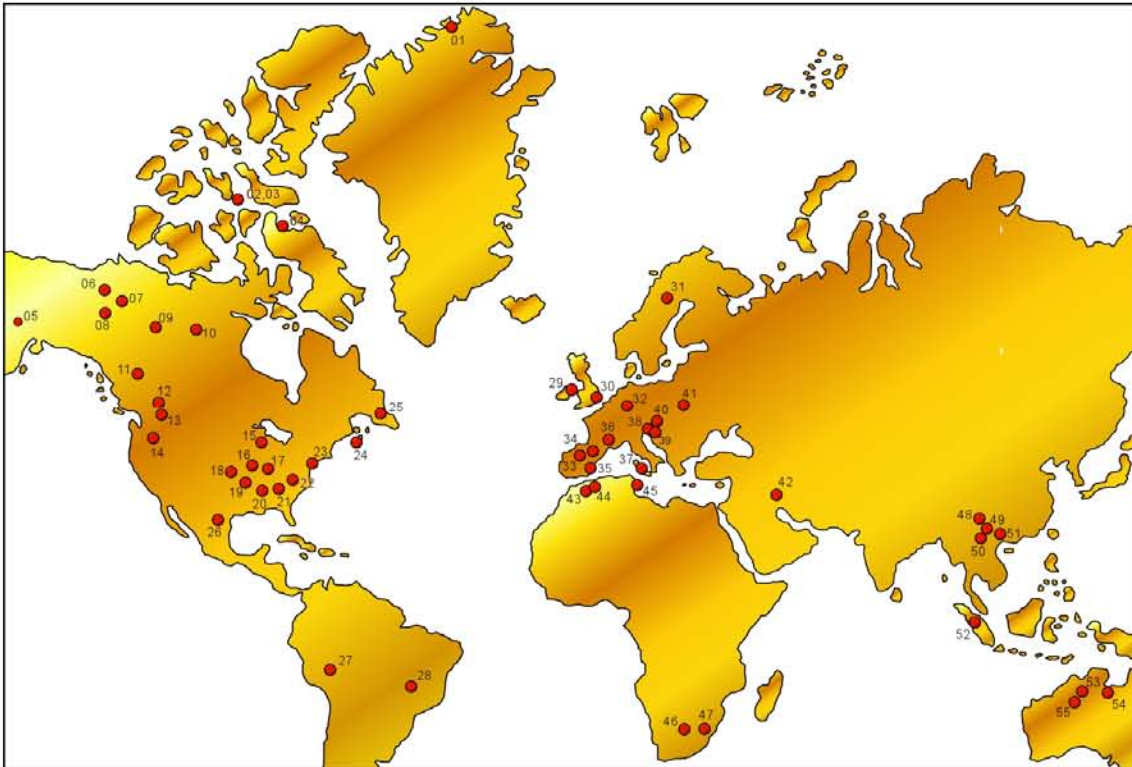


Figura 5.1 Distribución mundial de los distritos y depósitos tipo MVT (Modificada de Sangster, 1990). 01, Washington Land; 02, Polaris; 03, Eclipse; 04, Nanisivik; 05, Reef Ridge; 06, Gayna; 07, Bear-Twit; 08, Godlin; 09, Pine Point (Canadá); 10, Esker; 11, Robb Lake; 12, Monarch-Kicking Horse; 13, Giant; 14, Metaline; 15, Upper Mississippi Valley (EUA); 16, Central Missouri (EUA); 17, Southeast Missouri (EUA); 18, Tri-State (EUA); 19, Northern Arkansas (EUA); 20, Central Tennessee (EUA); 21, East Tennessee (EUA); 22, Austinville (EUA); 23, Friedensville (EUA); 24, Gays River (EUA); 25, Daniel's Harbour (EUA); 26, Coahuila (México); 27, San Vicente (Perú); 28, Vazante; 29, Naval; 30, South Pennine (Inglaterra); 31, Lainsvall (Ucrania); 32, Variscides (Bélgica); 33, Picos de Europa; 34, Reocin; 35, Maestrat (España); 36, Cévennes; 39, Cave di Predil; 40, Bleiberg; 41, Cracow-Silesia; 42, Irankuh; 43, El-Abed-Mekta (Argelia); 44, Bou-Dahar (Marruecos); 45, Bou-Grine; 46, Pering-Bushy park; 47, Marico; 48, Emei; 49, Sichuan; 50, Qilichang; 51, Kangdian (China); 52, Dairy; 53, Sorby Hills (Australia); 54, Coxco (Australia); 55, Lennard Shelf (Australia).

En un mapa de distribución global de los MVT es difícil observar todos los factores implicados en la formación, transporte y depósito que afecta la formación general de los cuerpos mineralizados. Aún más, existen pequeñas diferencias entre depósitos de un mismo distrito (mineralogía, roca caja), esto implica la existencia de procesos heterogéneos en el área.

Como se describió anteriormente, el término de los depósitos “*Mississippi Valley-type*”, deriva de algunos distritos sobre la cuenca del Río Mississippi, en la parte central de los Estados Unidos (Figura 4.1; Bastin, 1939; Ohle, 1959, 1980; Snyder, 1968). En ésta área donde se determinaron patrones regionales de distribución mineralógica e isotópica de Sr (Kessen *et al.*, 1981). Los depósitos MVT están relacionados con cuencas intracratónicas (Figura 4.1) y con la presencia de hidrocarburos y/o bitúmen en inclusiones fluidas.

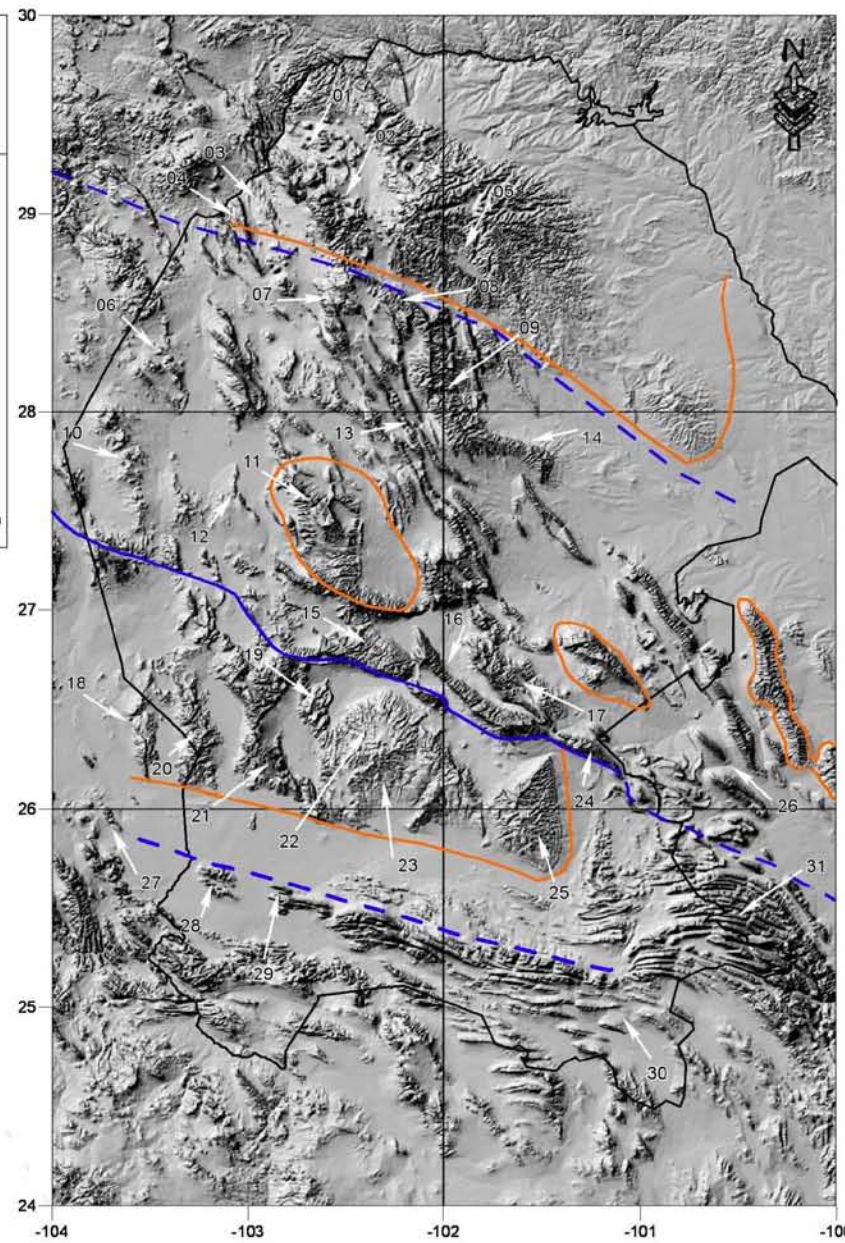
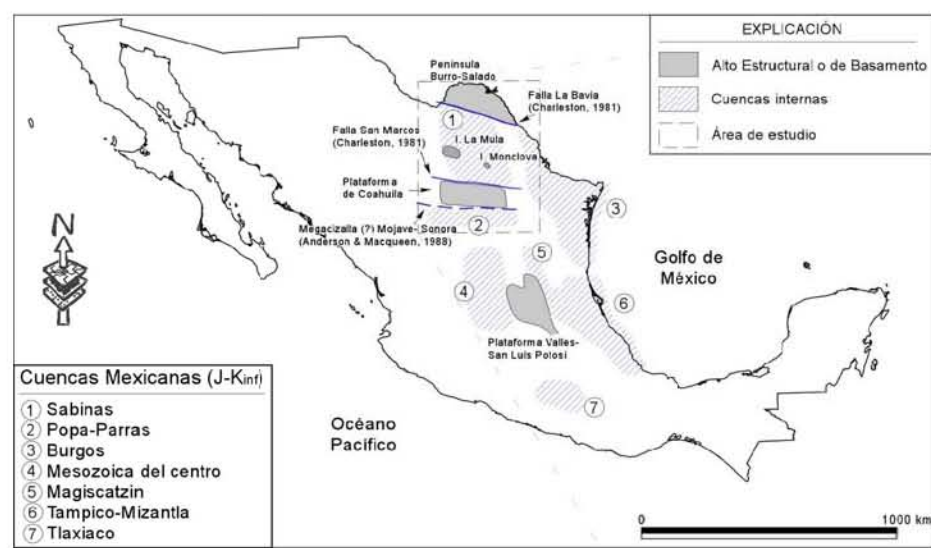
5.1 Distribución de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn similares a MVT en el noreste de México.

Las fuentes de información utilizadas para el desarrollo del tema principal de esta tesis de información fueron los archivos técnicos del Servicio Geológico Mexicano (SGM, antes Consejo de Recursos Minerales ó CRM), además de publicaciones científicas, tesis inéditas, revistas de divulgación y mapas de localización que hicieran referencia a los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn en el noreste de México.

En esta parte del país, existen elementos paleotectónicos y paleogeográficos instaurados durante el Triásico-Jurásico debidos a la apertura del proto-Golfo de México. Dicho evento estableció altos y bajos de basamento limitados por fallas normales y/o con desplazamiento lateral oblicuo. Tales rasgos ejercieron un control directo sobre los patrones de depósito y la distribución de las diferentes facies sedimentarias durante el Mesozoico (ver Capítulo II; Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

Cabe indicar que en el noreste de México, además de los cuerpos estratoligados, aparecen vetas, skarns y stockworks emplazados en rocas carbonatadas del Cretácico. Estos cuerpos son muy distintos de los depósitos del oeste de Texas y de Nuevo México, ya que éstos últimos se emplazan en rocas volcánicas del Terciario medio y superior; genéticamente relacionados a las rocas alcalinas de la provincia magmática de Trans-Pecos (Clark *et al.*, 1982).

En los depósitos similares a *MVT* la distribución de las facies sedimentarias carbonatadas sugiere un control importante para la concentración de ellos, además de los controles estructurales, geoquímicos y las diferentes combinaciones entre ellos. Con la utilización del Sistema de Información Geográfica (SIG), además de la información compilada y generada, se observaron algunos patrones de distribución preferencial de los depósitos de barita, celestina y fluorita, así como los de Pb-Zn con un arreglo caótico.



Explicación

- | | |
|----------------------------|----------------------------|
| 01. Sierra de Boquillas | 02. Sierra del Carmen |
| 03. Sierra San Benito | 04. Sierra San Vicente |
| 05. Sierra del Burro | 06. Sierra de Hechiceros |
| 07. Sierra de Los Guajes | 08. Sierra de La Babia |
| 09. Sierra Atravesada | 10. Sierra Perdida |
| 11. Sierra del Fuste | 12. Sierra del Caballo |
| 13. Sierra de La Encantada | 14. Sierra de Santa Rosa |
| 15. Sierra de La Fragua | 16. Sierra de San Marcos |
| 17. Sierra de Sacramento | 18. Sierra de Tlahualillo |
| 19. Sierra del Venado | 20. Sierra del Zapatero |
| 21. Sierra de Las Delicias | 22. Sierra de los Alamitos |
| 23. Sierra Australia | 24. Sierra La Gavia |
| 25. Sierra de La Paila | 26. Sierra de Enmedio |
| 27. Sierra del Jaboncillo | 28. Sierra San Lorenzo |
| 29. Sierra de La Peña | 30. Sierra de Bustamante |
| 31. Curvatura de Monterrey | |

Figura 5.2 a) Distribución de altos de basamento y cuencas internas en el noreste de México en su configuración actual, el recuadro con líneas segmentadas representa el área de la figura b); b) Fisiografía actual del noreste de México, el cuál muestra las diferentes sierras y serranías mencionadas en el texto.

5.1.1 Distribución de los depósitos estratoligados de barita en el noreste de México.

De los depósitos estratoligados estudiados, los de barita son los menos abundantes con solo 8 depósitos. Éstos se localizan principalmente dentro de la parte central de la Cuenca de Sabinas en dos áreas (Figura 5.2; al N y NE de la paleoisla de Monclova). Una, hacia el norte de Monclova en la Sierra de Santa Rosa (Figura 5.3; Pérez-Peña, 1946) donde ocurren los depósitos: El Cedral, María Elena, El Potrero y El Palmito. La segunda área se encuentra sobre la Sierra La Encantada (Figura 5.3), con los depósitos: Santa Rosa y San Juan. Existen también cuerpos estratoligados de barita sobre la Sierra de Enmedio y hacia el este de la Sierra Bustamante. Estos depósitos pertenecen a los municipios de Múzquiz, San Buenaventura y Saltillo, en el estado de Coahuila, y al municipio de Mina en el estado de Nuevo León.

Tabla 5.1. Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de barita.

BARITA

<u>Localización</u>	<u>Mena</u>	<u>Nombre</u>	<u>Fuente bibliográfica</u>
Sierra de Santa Rosa	Barita	El Cedral	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1981a.
Sierra de Santa Rosa	Barita	María Elena	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1981a.
Sierra de Santa Rosa	Barita	El Potrero	Torres-Hernández, 2003.
Sierra de Santa Rosa	Barita	El Palmito	Torres-Hernández, 2003.
Sierra La Encantada	Barita	Santa Rosa	Espinoza-Mujica, 1988c.
Sierra La Encantada	Barita	San Juan	González-Arroyo e Izaguirre-Ramos, 1988e.
Sierra de Enmedio	Barita	Enmedio	Macías-Ibarra, 1980.
Sierra Bustamante	Barita	La Luz	Martínez-Ramos y Orozco-Jiménez, 1981.

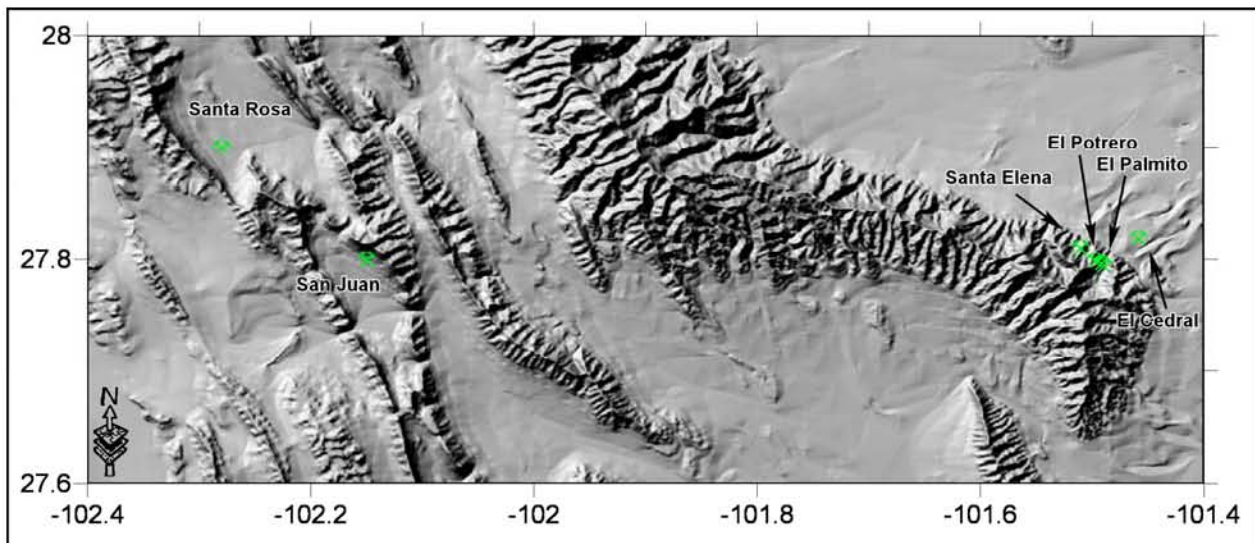


Figura 5.3 Distribución de los depósitos estratoligados de barita en las sierras de La Encantada (oeste) y Santa Rosa (extremo este). Ambas estructuras fisiográficas, se encuentran dentro de la Cuenca de Sabinas.

La morfología de los cuerpos mineralizados es poco variada, con mantos de hasta 600 m de extensión y espesor variable (1.7m a 3.5m), así como brechas angulosas de caliza cementada por barita en vetillas. Los cuerpos están encajonados casi exclusivamente en rocas de la Fm. Cupido del

Neocomiano Tardío-Barremiano (Pérez-Peña, 1946; Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1981; Martínez-Ramos y Orozco-Jiménez, 1981; Torres-Hernández, 2003; Puente-Solís *et al.*, 2005a). Sin embargo, algunos depósitos están emplazados en rocas de la Fm. La Virgen de la misma edad (Espinoza-Mujica, 1988c; González-Arroyo e Izaguirre-Ramos, 1988e; Puente-Solís *et al.*, 2005a). La mineralización es barita masiva o se presenta como bandeamientos rítmicos de cristales tabulares de barita de grano fino, de tonos claros y oscuros, donde las bandas oscuras constituyen roca encajonante (Formaciones Cupido y La Virgen) que no fue totalmente reemplazada, sobre la que se desarrolla la mineralización de barita. Tanto la mineralización como la roca encajonante, presentan un moderado olor fétido (H₂S, materia orgánica). Además, las bandas rítmicas de barita también presentan superficies boudinadas, convolutas o plegadas, así como superficies con indicadores cinemáticos, coherentes con un cizallamiento paralelo a la estratificación (Torres-Hernández, 2003). Estos rasgos no se observan en la mineralización masiva de los mantos de barita.

5.1.2 Distribución de los depósitos estratoligados de celestina en el noreste de México.

La mayoría de los depósitos estratoligados de celestina se localizan dentro del Bloque de Coahuila y, en menor grado, dentro de la Cuenca de Sabinas, en la parte norte de la Sierra Madre Oriental y asociados a los bordes de algunos elementos paleoestratigráficos como el Bloque Burro-Salado y los lineamientos de Torreón-Monterrey (Megacizalla Mojave-Sonora) y de Sierra Mojada-China (Falla San Marcos) (Figura 5.2). Los depósitos estratoligados de celestina (55 cuerpos mineralizados) forman en conjunto una de las provincias más importantes del mundo (Scholle *et al.*, 1990), de donde proviene una buena parte de la producción de celestina a nivel global.

Los depósitos estudiados de celestina en el bloque de Coahuila se localizan en diferentes estructuras fisiográficas. Éstas son la Sierra de Los Alamitos, Sierra de Australia, Sierra de La Paila, Sierra del Venado, Sierra Las Delicias y Sierra del Zapatero, las cuales están descritas en la figura 5.2, 5.4 y en la Tabla 5.2. Además, anteriormente se ha mencionado la presencia de algunos depósitos de celestina sobre los bordes de paleoestructuras y lineamientos. Esto ocurre de manera evidente en el lineamiento Torreón-Monterrey (borde sur de la Cuenca de Parras; Figura 5.5), que algunos autores proponen como la traza de la controvertida Megacizalla Mojave-Sonora, y en el Bloque Burro-Salado, aunque de manera no muy clara.

Tabla 5.2 Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de celestina.

CELESTINA			
Localización	Mena	Nombre	Fuente bibliográfica
Bloque Coahuila			
Sierra de los Alamitos	Celestina	El Venado	Ramos-Rosique et al., 2005.
Sierra de los Alamitos	Celestina	El Volcán	Villareal-Fuentes, en proceso
Sierra de los Alamitos	Celestina	El Diablo	Villareal-Fuentes, en proceso
Sierra de los Alamitos	Celestina	San Marcos	Orozco-Jiménez, 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	Ampliación San Marcos	Orozco-Jiménez, 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	Montejano 1	Orozco-Jiménez, 1983.

Sierra de los Alamitos	Celestina	Montejano 2	Orozco-Jiménez, 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	El Latrisco	Orozco-Jiménez, 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	La Bola	Orozco-Jiménez, 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	La Carroza	Orozco-Jiménez, 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	San José	Rivera-Martínez et al., 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	Sotolito	Rivera-Martínez et al., 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	Ocotillo	Rivera-Martínez et al., 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	El Quemado	Rivera-Martínez et al., 1983.
Sierra de los Alamitos	Celestina	San Fernando	Ortega-Reyes, 1991b.
Sierra de los Alamitos	Celestina	Prospecto 5	Flores-Barranco, 1984
Sierra de los Alamitos	Celestina	Australia	Ortega-Reyes, 1992a
Sierra de los Alamitos	Celestina	La Tinaja	Sin referencia.
Sierra de los Alamitos	Celestina	Campo Patricio 1-5	Sin referencia.
Sierra de los Alamitos	Celestina	San Lorenzo	Sin referencia.
Sierra de los Alamitos	Celestina	La Chenta norte	Sin referencia.
Sierra de los Alamitos	Celestina	La Chenta sur	Sin referencia.
Sierra de Australia	Celestina	La Guadalupana	Ortega-Reyes, 1990
Sierra de Australia	Celestina	La Ilusión	Ortega-Reyes, 1995.
Sierra de Australia	Celestina	Del Rincón	Ortiz-Hernández y Castillo-Nieto, 1997.
Sierra de La Paila	Celestina	San Agustín	Salas, 1973; Castillo-Nieto y Ortiz-Hernández, 1997.
Sierra de La Paila	Celestina	La Yesuda	Salas, 1973; Castillo-Nieto y Ortiz-Hernández, 1997.
Sierra del Venado	Celestina	El Lucero	Puente-Solís, este trabajo.
Sierra Las Delicias	Celestina	El Caviar	Guzmán-Soto, 1987a.
Sierra del Zapatero	Celestina	La Candelaria	García-Reyes, 1997.
Cuenca de Sabinas			
Sierra La Encantada	Celestina	Santa María	González-Arroyo e Izaguirre-Ramos, 1988b.
Sierra La Encantada	Celestina	Las Peñitas	Sin referencia.
Sierra La Encantada	Celestina	La Noria	Sin referencia.
Sierra de La Fragua	Celestina	Angélica	Ortega-Reyes, 1996.
Sierra Madre Oriental			
Curvatura de Monterrey	Celestina	La Flor	Sin referencia.
Curvatura de Monterrey	Celestina	Ampliación La Flor	Puente-Solís, este trabajo.
Lin. Torreón Monterrey			
San Lorenzo	Celestina	Cerro Bola	Rivera-Martínez, 1989.
San Lorenzo	Celestina	Santo Tomás	Ortega-Reyes y Martínez-Tovar, 1992.
San Lorenzo	Celestina	San Luis	Ortega-Reyes e Izaguirre-Ramos, 1992.
San Lorenzo	Celestina	San Lorenzo 3	Ortega-Reyes, 1992b.
San Lorenzo	Celestina	La Discordia	Ortega-Reyes, 1991c.
Sierra La Peña	Celestina	La Milagrosa	Ortega-Reyes, 1991a.
Sierra del Jaboncillo	Celestina	Pirámide III	Aguilera-Torres y Ortega-Reyes, 1987.
Bloque Burro-Salado			
Sierra del Burro	Celestina	El Gari	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1983c.
Sierra del Burro	Celestina	El Cuadrangular	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1983c.
Sierra del Burro	Celestina	Alcón 0-4	Solana-López, 1986b.
Sierra del Burro	Celestina	El Tule	Sin referencia.
Sierra del Burro	Celestina	La Victoria	Sin referencia.
Sierra de Boquillas	Celestina	Oasis	Espinoza-Mujica, 1986d.
Sierra de Boquillas	Celestina	Elvia	Rivera-Martínez, 1992a.
Sierra de Boquillas	Celestina	Max II	Rivera-Martínez, 1992c.

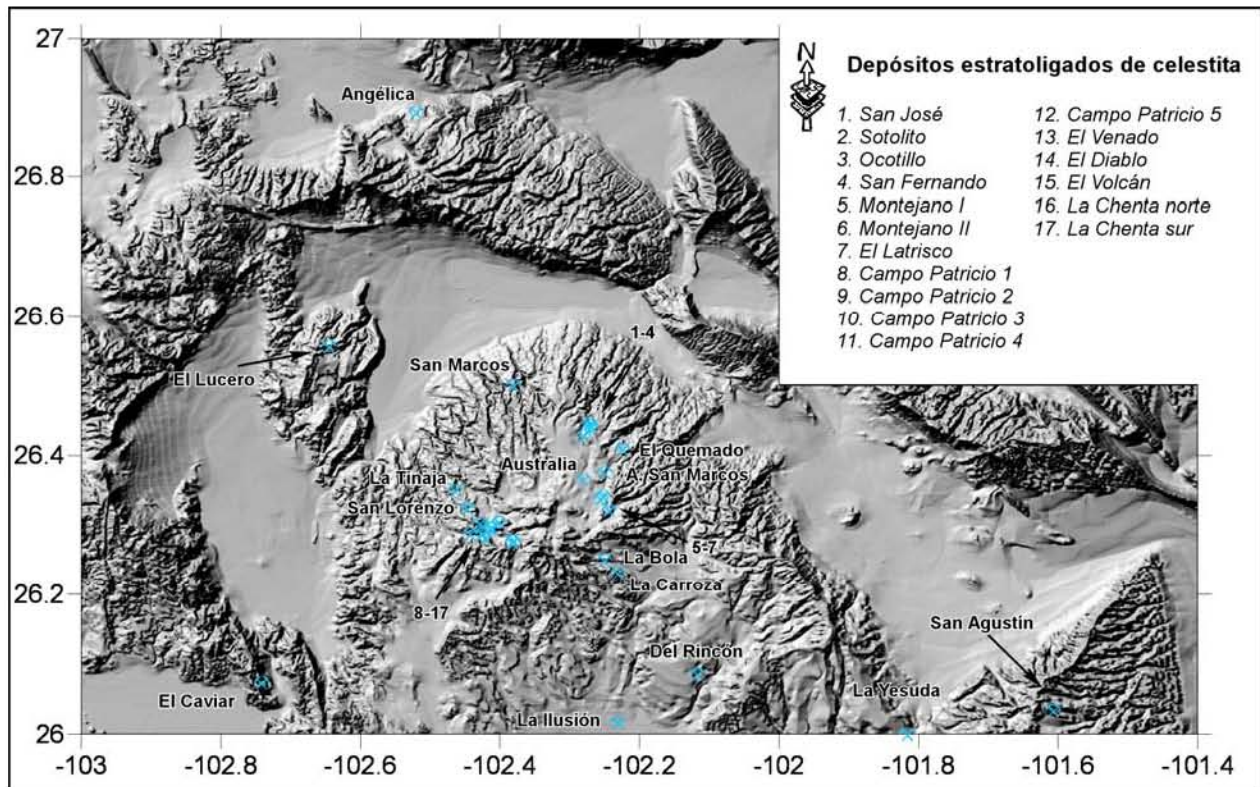


Figura 5.4 Distribución de los depósitos estratoligados de celestina, sobre y alrededor del Bloque Coahuila. Nótese la alta concentración en las sierras de Los Alamitos y Australia, en comparación con las sierras de La Paila, El Venado y La Fragua.

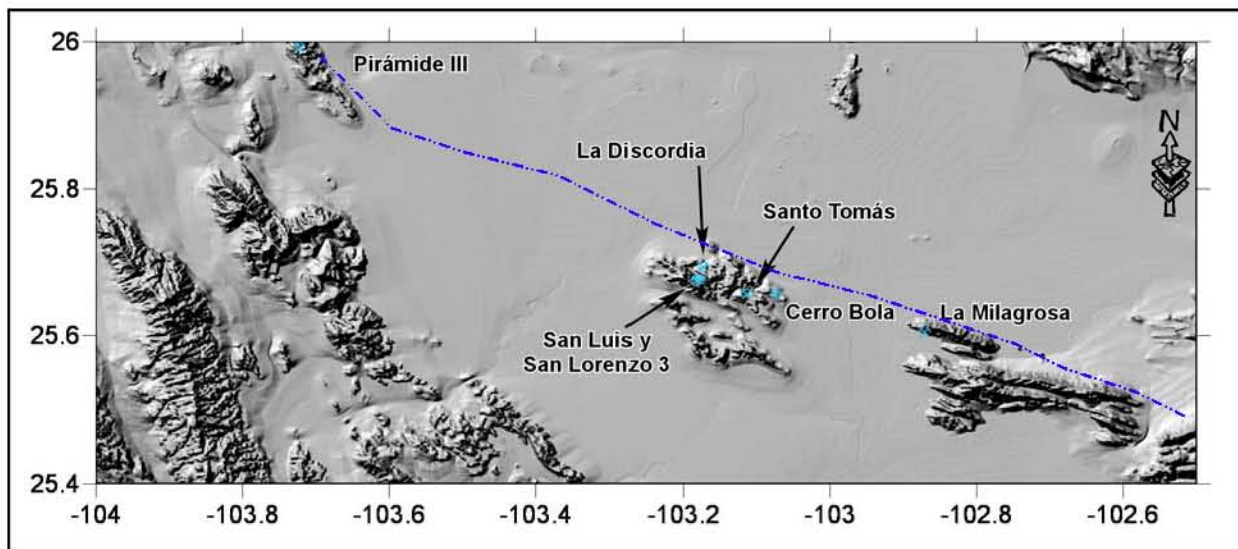


Figura 5.5 Distribución de los depósitos estratoligados de celestina a lo largo del lineamiento Torreón-Monterrey, sobre las sierras La Peña, San Lorenzo y Jaboncillo. La línea discontinua, representa el extremo occidental del lineamiento Torreón-Monterrey.

Las estructuras mantiformes y lentiformes son las predominantes en los depósitos de celestina. Estos yacimientos se presentan concordantes a la estratificación, con espesores variables entre 0.5 m a 3.5 m y una extensión aproximada de 500 m, ocasionalmente separados por relictos (“caballos”) de roca encajonante de poco espesor con texturas variables (*mudstone a packstone*). Los depósitos normalmente son casi monominerálicos y presentan como ganga calcita y yeso, los cuáles generalmente se presentan después de la mineralización de celestina (Puente-Solís *et al.*, 2005b) o contenidos relativamente altos de bario, lo que merma la productividad de los yacimientos (Cantú-Arocha, F., comunicación personal). Los depósitos estratoligados de celestina se encuentran restringidos a un solo nivel estratigráfico, compuesto por un conjunto de rocas carbonatadas de plataforma (Sierra de Los Alamitos; Ramos-Rosique *et al.*, 2005) que están emplazados en rocas carbonatadas de plataforma del Albiano y sus facies correspondientes, es decir, en rocas de las formaciones Acatita y Aurora, aunque en el distrito El Tule (Bloque Burro-Salado) se emplazan en rocas carbonatadas del Cretácico, presentándose en esta área como un manto masivo y como diseminaciones en la roca encajonante, mostrando texturas de reemplazamiento (Kesler, 1977; Temple y Grogan, 1963).

Tanto la roca encajonante como la mineralización presentan un olor fétido debido posiblemente a la presencia de ácido sulfhídrico (H₂S) o al contenido de materia orgánica. Casi siempre presentan alteraciones hidrotermales de baja temperatura, como dolomitización y silicificación, aunque también pueden estar ausentes o de manera incipiente. Dichas zonas de alteración hidrotermal no se extienden más allá de un metro en la roca encajonante, a partir de los contactos con la estructura mineralizada. El color de la celestina varía desde blanco o blanco perlado hasta tonos azulados y cristales completamente ranslúcidos. Las texturas que presenta también la celestina son variadas: la celestina se presenta dentro de la estructura mineralizada, (1) en horizontes individuales masivos de cristales tabulares euedrales a subedrales de pocos centímetros hasta alrededor de 15 cm de largo, con texturas radiales a pseudo-radiales similares a abanicos, (2) en bandas alternadas de tonos claros y oscuros de espesor variable (2–7cm), (3) ocasionalmente se presentan intercaladas en las bandas, capas laminares de arcillas en tonos rojizos (Puente-Solís *et al.*, 2005a y 2005b; Ramos-Rosique *et al.*, 2005), (4) en cavidades rellenas, (5) en vetillas laminares e hilillos mineralizados de celestina, calcita y hasta yeso (Puente-Solís *et al.*, 2005b; Ramos-Rosique *et al.*, 2005), y (6) como fósiles (bivalvos) reemplazados por celestina, y cubiertos por una delgada capa de calcita (Puente-Solís *et al.*, 2005b).

5.1.3 Distribución de los depósitos estratoligados de fluorita en el noreste de México.

Una de las provincias importantes de fluorita a nivel mundial se encuentra en el norte del estado de Coahuila. Esta provincia contiene 95 cuerpos estratoligados de fluorita, distribuidos sobre los bordes sur y suroeste del Bloque Burro-Salado, y al norte y sur de la traza de la Falla La Babia (FLB) (Figuras 5.2, 5.6 y Tabla 5.3), es decir, estos últimos se encuentran dentro de la Cuenca de Sabinas. También aparecen algunos depósitos de fluorita, aunque con mucha menor frecuencia sobre el Bloque de Coahuila, en la Sierra de San Marcos y en la parte sur del lineamiento Torreón-Monterrey (Figura 5.2). Cabe mencionar también la existencia de otras estructuras de fluorita, como chimeneas y vetas con

calcita, sílice y yeso en la localidad de Aguachile en el distrito Encantada-Buenavista (Kesler, 1974, 1977). Kesler (1977), propuso una afiliación de estos depósitos respecto a las rocas ígneas alcalinas del Terciario medio, aunque datos de geoquímica de halógenos en inclusiones fluidas, invalidan el posible rol de este magmatismo en el Terciario (Tritlla *et al.*, 2004) en depósitos como los del distrito Encantada-Buenavista.

Tabla 5.3 Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de fluorita.

FLUORITA

Localización	Mena	Nombre	Fuente bibliográfica
Bloque Burro-Salado			
Sierra del Burro	Fluorita	Amigos	Santiago-Carrasco, 1987a.
Sierra del Burro	Fluorita	Gaby	Santiago-Carrasco, 1987e.
Sierra del Burro	Fluorita	Ataco	Santiago-Carrasco, 1987b.
Sierra del Burro	Fluorita	El Güero	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1983b.
Sierra del Burro	Fluorita	El Güero 1	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1983b.
Sierra del Burro	Fluorita	Camarón 14	Espinoza-Mujica, 1985a.
Sierra del Burro	Fluorita	Camarón 2	Fuentes-Peralta y Espinoza-Mujica, 1985.
Sierra del Burro	Fluorita	Alcón 0-3	Solana-López, 1986a.
Sierra del Burro	Fluorita	Alcón 0-4	Solana-López, 1986b.
Sierra del Burro	Fluorita	Las Delias	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1983a.
Sierra del Burro	Fluorita	Tayoltita	Fuentes-Peralta, 1985.
Sierra del Burro	Fluorita	La Macarena	Espinoza-Mujica, 1985c.
Sierra del Burro	Fluorita	Valenciana	Espinoza-Mujica, 1985c.
Sierra del Burro	Fluorita	La Muralla	Espinoza-Mujica, 1985c.
Sierra del Carmen	Fluorita	Minas Fronterizas	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989e.
Sierra del Carmen	Fluorita	Lorena	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989b.
Sierra del Carmen	Fluorita	San Felipe	Solana-López, 1986f.
Sierra del Carmen	Fluorita	Nueva York	Izaguirre-Ramos, 1987b.
Sierra del Carmen	Fluorita	Santa María	Santiago-Carrasco, 1988c.
Sierra del Carmen	Fluorita	La Victoria	Izaguirre-Ramos y González-Arroyo, 1988.
Sierra de San Benito	Fluorita	Ima	Fuentes-Peralta y Solana-López, 1985.
Sierra de San Benito	Fluorita	Ultimo	Fuentes-Peralta y Solana-López, 1985.
Sierra de San Benito	Fluorita	Totopos 1	Espinoza-Mujica, 1986a.
Sierra de San Benito	Fluorita	Aries 1	Rivera-Martínez y González-Arroyo, 1991a.
Sierra de San Benito	Fluorita	Oasis 4	Espinoza-Mujica y Santiago-Carrasco, 1988.
Sierra de San Benito	Fluorita	Peñón Blanco	Duarte-Torres y Santiago-Carrasco, 1989b.
Sierra de San Benito	Fluorita	El Otomí	Duarte-Torres y Santiago-Carrasco, 1989a.
Sierra de Boquillas	Fluorita	Santa Anita	Fuentes-Peralta, 1984a.
Sierra de Boquillas	Fluorita	Santa Anita 2	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989a.
Sierra de Boquillas	Fluorita	Un día de estos	Villasana-H. <i>et al.</i> , 1981.
Sierra de Boquillas	Fluorita	Un día de estos 3	Villasana-H. <i>et al.</i> , 1981.
Sierra de Boquillas	Fluorita	El Jardín	Castro-García, 1989.
Sierra San Vicente	Fluorita	San Genaro	Izaguirre-Ramos, 1989c.
Sierra San Vicente	Fluorita	Evelyn	Izaguirre-Ramos, 1989c.
Sierra San Vicente	Fluorita	Evelyn 2	Izaguirre-Ramos, 1989c.
Sierra San Vicente	Fluorita	Tres Hermanos	Martínez-Tovar, 1989.
Sierra San Vicente	Fluorita	Ponchito	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989f.
Cuenca de Sabinas			
Sierra de Los Guajes	Fluorita	Navidad	Valdéz, 1979.

Sierra de Los Guajes	Fluorita	Año Nuevo	Valdéz, 1979.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	María	Izaguirre-Ramos, 1988.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	San Pedro	Izaguirre-Ramos, 1989b.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	San Cachito	Santiago-Carrasco, 1989.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	Kentucky	Santiago-Carrasco <i>et al.</i> , 1989.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	Cerro Colorado	Rivera-Martínez y González-Arroyo, 1991b.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	Los Buras	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta., 1982b.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	El Número Nueve	Santiago-Carrasco, 1987c.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	La Paloma	Espinoza-Mujica, 1986c.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	San Miguel 1	Izaguirre-Ramos, 1989a.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	El Patrón	Santiago-Carrasco, 1987d.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	La Purísima	Santiago-Carrasco y Espinoza-Mujica, 1988.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	Fátima	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989c.
Sierra de Los Guajes	Fluorita	Los Cuates	Martínez-Tovar, 1991.
Sierra de La Babia	Fluorita	Las Indias	Santiago-Carrasco, 1987f.
Sierra de La Babia	Fluorita	Bonanza	Solana-López, 1986d.
Sierra de La Babia	Fluorita	Alba Iris	Solana-López, 1986g.
Sierra de La Babia	Fluorita	San Cristóbal	Brizuela-V., 1983.
Sierra de La Babia	Fluorita	Pandita	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989g.
Sierra de La Babia	Fluorita	Tohui	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989g.
Sierra de La Babia	Fluorita	Los Fresnos	Rivera-Martínez, 1992b.
Sierra de La Babia	Fluorita	Cinco Hermanos	Solana-López, 1986e.
Sierra de La Babia	Fluorita	Arquímides	Solana-López, 1986c.
Sierra de La Babia	Fluorita	Graciela	Izaguirre-Ramos <i>et al.</i> , 1989d.
Sierra de La Babia	Fluorita	Europa	Izaguirre-Ramos, 1987a.
Sierra de La Babia	Fluorita	Susana	Rivera-Martínez y González-Arroyo, 1991d.
Sierra de La Babia	Fluorita	Las Carmelas	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1982a.
Sierra Atravesada	Fluorita	La Güera	Espinoza-Mujica, 1985b.
Sierra Atravesada	Fluorita	La Güera 1	Espinoza-Mujica, 1985b.
Sierra Atravesada	Fluorita	La Gorriona 3	Espinoza-Mujica, 1985b.
Sierra Atravesada	Fluorita	El Alto	Oñate-Sánchez, 1990.
Sierra Atravesada	Fluorita	San Roberto 2	Santiago-Carrasco, 1988a.
Sierra Atravesada	Fluorita	Rosalba	Fuentes-Peralta, 1989.
Sierra Atravesada	Fluorita	San José	Rivera-Martínez y González-Arroyo, 1991c.
Sierra Atravesada	Fluorita	San Rafael	Espinoza-Mujica, 1985d.
Sierra Atravesada	Fluorita	San Rafael 1	Espinoza-Mujica, 1985d.
Sierra Atravesada	Fluorita	Solito Tercero	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1981b.
Sierra Atravesada	Fluorita	El Solito Tercero	Chairez-Blanco y Fuentes-Peralta, 1981b.
Sierra Atravesada	Fluorita	Chubasco 1 y 2	Fuentes-Peralta, 1984b.
Sierra Atravesada	Fluorita	La Mariposa	Espinoza-Mujica, 1986b.
Sierra Atravesada	Fluorita	La Mariposa 2, 3 y 4	Espinoza-Mujica, 1986b.
Sierra Atravesada	Fluorita	San Antonio	Santiago-Carrasco, 1988b.
Bloque de Coahuila			
Sierra de Australia	Fluorita	La Reina	Baca-Carreón, 1978.
Sierra de Australia	Fluorita	Los Amigos	Baca-Carreón, 1978.
Sierra de San Marcos	Fluorita	La Becerra	Sin referencia.
Sierra del Jaboncillo	Fluorita	Eva 13	Pérez-L., y Parra-Sánchez, 1987.
Sierra del Jaboncillo	Fluorita	Margarita 4	Pérez-L., y Parra-Sánchez, 1987.

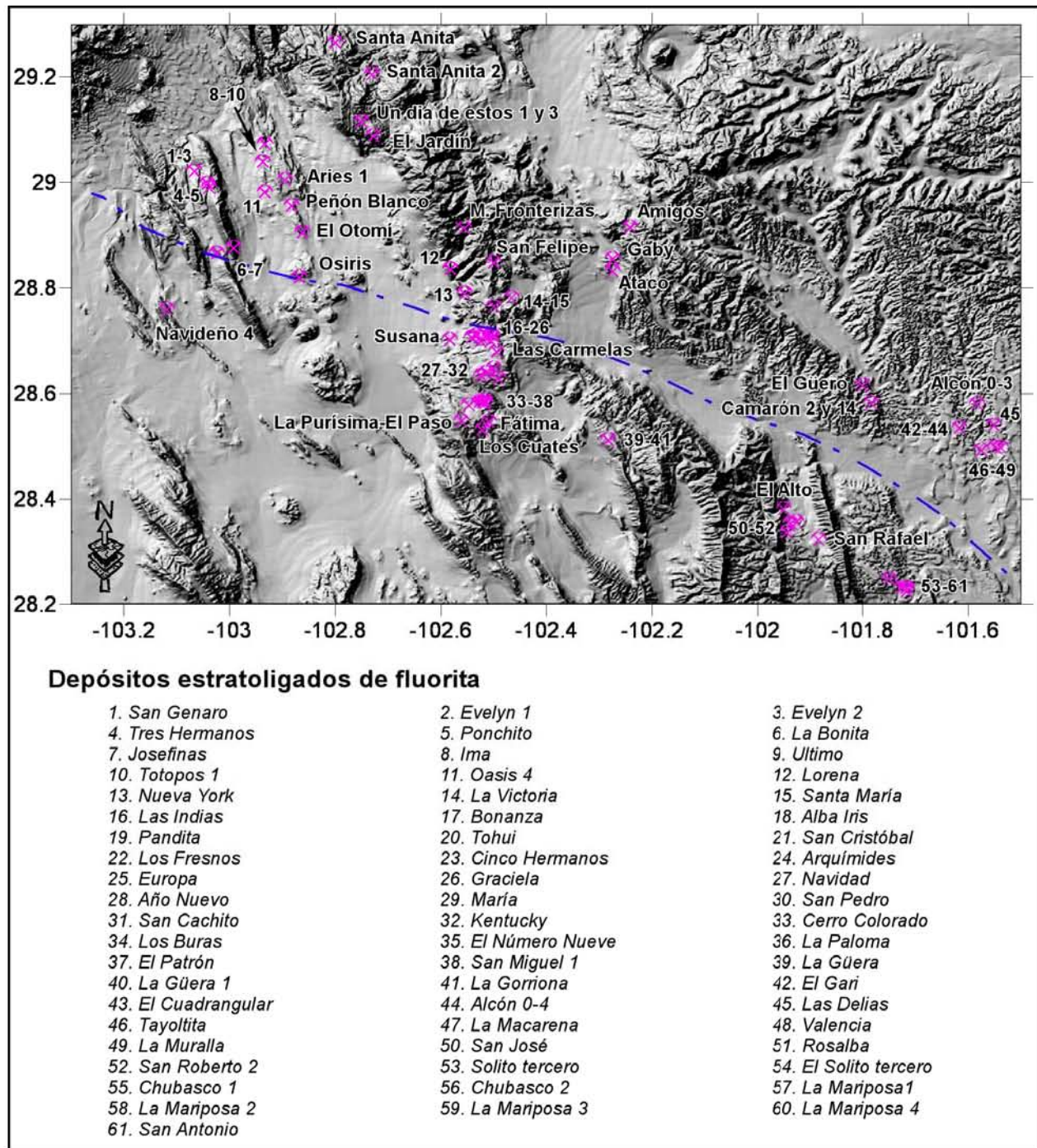


Figura 5.6 Distribución de los depósitos estratoligados de fluorita. Observe la disposición cercana a los bordes del Bloque Burro-Salado y Cuenca de Sabinas, en las sierras del Burro, del Carmen, San Benito, Boquillas, San Vicente, La Babia, Los Guajes y Sierra Atravesada. La línea discontinua de color azul, representa la traza de la Falla La Babia, o lineamiento Boquillas-Sabinas.

Los cuerpos de fluorita son mantiformes y lentiformes de poca extensión lateral ($\approx 100\text{m}$), concordantes a la estratificación y presentan un espesor variable de entre 0.20 y 4.0 m. Están compuestos por acumulaciones masivas de cristales de fluorita de grano grueso, fluorita cristalina generalmente de colores blanco, azul y púrpura, así como pequeños cristales diseminados en la roca

encajonante (reemplazamientos parciales). Los cristales euedrales de fluorita presentan su diagonal cúbica paralela a la estratificación de las calizas, lo que indica un crecimiento a partir de la roca encajonante. Estos depósitos son normalmente monominerálicos, presentando como ganga celestina, calcita, dolomita, cuarzo acicular, y ocasionales cavidades parcialmente rellenas por cristales cúbicos zonados de fluorita euedral (Kesler, 1974, 1977; Temple y Grogan, 1963; González-Partida *et al.*, 2002; 2003; Puente-Solís *et al.*, 2005a). Ocasionalmente, las estructuras mineralizadas son cortadas por intrusiones riolíticas (Temple y Grogan, 1963; Kesler, 1974, 1977; González-Partida *et al.*, 2003). Algunos de los mantos mineralizados presentan fluorita masiva en su parte central variando en los extremos del manto hacia la variedad “cola de ratón”. Ésta es una textura consistente en bandas horizontales alternadas (1-2 cm de espesor) de fluorita cristalina de grano fino en tonos claros y oscuros que, ocasionalmente, presenta en la parte central de las bandas oscuras un horizonte rojizo a gris consistente de cuarzo acicular de grano fino (Temple & Grogan, 1963; Puente-Solís *et al.*, 2005a). Las mineralizaciones de fluorita en el Bloque Burro-Salado y en la parte norte de la Cuenca de Sabinas se presentan restringidas a los niveles estratigráficos del Grupo Washita (Formaciones Georgetown, Del Río y Buda) del Albiano-Cenomaniano y la Fm. Aurora del Albiano, si bien se emplazan usualmente en o cerca del contacto estratigráfico entre las formaciones Georgetown y Del Río (Temple & Grogan, 1963; González-Partida *et al.*, 2002; González-Partida *et al.*, 2003; Puente-Solís *et al.*, 2005a). Ello incluye también a nomenclaturas correlacionables con la Fm. Georgetown (Fm. Santa Elena o Fm. Devil River) ya que ésta unidad presenta un frente de disolución con arcilla y fluorita. Estos materiales arcillosos pueden ser producto directo de la Fm Del Río, o bien ser derivados de tectonismo e, inclusive, de la alteración hidrotermal asociada a la precipitación de la fluorita (González-Partida *et al.*, 2002; González-Partida *et al.*, 2003). El resto de los depósitos localizados en el Bloque de Coahuila, en la Sierra de San Marcos y al sur del lineamiento Torreón-Monterrey (SW del Bloque de Coahuila), presentan casi todas las características mencionadas líneas arriba, y están emplazados en rocas carbonatadas de la Formación Aurora (Albiano). Lo anterior demuestra el fuerte control estratigráfico para la mineralización de fluorita, aunque el control estructural es también un factor primordial, ya que se presentan fuertes enriquecimientos de fluorita en la intersección de fallas geológicas, las cuáles son cubiertas por rocas impermeables que actúan como sello (González-Partida *et al.*, 2002; 2003).

Con respecto a la alteración hidrotermal, no todos los cuerpos presentan evidencias de ésta; la mayoría de los depósitos estratoligados exhiben alteraciones de baja temperatura, como dolomitización y silicificación de bajo grado similar a los depósitos de barita y celestina anteriormente descritos.

5.1.4 Distribución de los depósitos estratoligados de Pb-Zn en el noreste de México.

En comparación con los depósitos de celestina y fluorita, que muestran una distribución más o menos uniforme hacia los altos de basamento, los depósitos de Pb-Zn (41) presentan una distribución amplia. La mayoría de ellos se presenta dentro de la Cuenca de Sabinas, y el resto en el extremo nor-oriental del Bloque de Coahuila y a lo largo de la Sierra Madre Oriental (Figuras 5.7, 5.8 y Tabla 5.4). Cabe indicar que algunos de los cuerpos estratoligados se encuentran alineados a paleoestructuras

como fallas regionales y algunos altos de basamento, aunque esta conducta no es de ninguna manera el comportamiento general.

Tabla 5.4 Localización, nombre y fuente bibliográfica correspondiente a los depósitos de Pb-Zn.

Pb - Zn

Localización	Mena	Nombre	Fuente bibliográfica
Cuenca de Sabinas			
Sierra de Hechiceros	Pb-Zn	Diamantina	Orozco-Jiménez, 1986.
Sierra de Hechiceros	Pb-Zn	San Lorenzo	Orozco-Jiménez, 1986.
Sierra Perdida	Pb-Zn	La Esperanza	Orozco-Jiménez, 1986.
Sierra Perdida	Pb-Zn	Dos Hermanos	Espinoza-Mujica, 1988a.
Sierra Perdida	Pb-Zn	Viky	Guzmán-Soto, 1987b.
Sierra Perdida	Pb-Zn	Santa Elena	Guzmán-Soto, 1987b.
Sierra Perdida	Pb-Zn	La Cruz	Guzmán-Soto, 1987b.
Sierra La Encantada	Pb-Zn	El Porvenir	Espinoza-Mujica, 1988b.
Sierra La Encantada	Pb-Zn	Carrizalejo	González-Arroyo e Izaguirre-Ramos, 1988a.
Sierra La Encantada	Pb-Zn	Las Águilas	González-Arroyo e Izaguirre-Ramos, 1988d.
Sierra La Encantada	Pb-Zn	Cedro uno	González-Arroyo e Izaguirre-Ramos, 1988c.
Sierra La Encantada	Pb-Zn	El Cedro	Izaguirre-Ramos y López-González, 1987.
Sierra La Encantada	Pb-Zn	Las Torres	Sin referencia.
Sierra del Caballo	Pb-Zn	San Francisco	Rivera-Martínez y González-Arroyo, 1992.
Sierra del Caballo	Pb-Zn	Puerto Arturo	Rivera-Martínez, 1985a.
Sierra del Fuste	Pb-Zn	La Bayoneta	Rivera-Martínez, 1985c.
Sierra de Enmedio	Pb-Zn	Sin nombre	Macías-Ibarra, 1980.
Sierra de Lampazos	Pb-Zn	La Carmencita	Flores-Barranco y Orozco-Jiménez, 1982.
Sierra de Lampazos	Pb-Zn	Nuevo México	Flores-Barranco y Orozco-Jiménez, 1982.
Sierra de Lampazos	Pb-Zn	La Cucaracha	Flores-Barranco y Orozco-Jiménez, 1982.
Sierra de Lampazos	Pb-Zn	Sacramento	Luna-Castro, 1991.
Sierra de Lampazos	Pb-Zn	Minas Viejas	Luna-Castro, 1992.
Bloque de Coahuila			
Sierra de San Marcos	Pb-Zn	La Luz	Aguilera-Torres y Velásquez-Lozano, 2000.
Sierra de La Fragua	Pb-Zn	Bonanza	González-Ramos, 1983.
Sierra de La Fragua	Pb-Zn	Nuevo Refugio	González-Ramos, 1983.
Sierra de La Gavia	Pb-Zn	Rama Azul	Espinoza-Mujica y Solana-López, 1985.
Sierra de La Gavia	Pb-Zn	Roca Rica	Espinoza-Mujica y Solana-López, 1985.
Sierra de La Gavia	Pb-Zn	San Eugenio	Martínez-Ramos y Arias-Gutiérrez, 1980.
Sierra de La Gavia	Pb-Zn	Rincón Rojo	Orozco-Jiménez, 1980a.
Sierra de Sacramento	Pb-Zn	Reforma	Rivera-Martínez, 1985a.
Sierra de Sacramento	Pb-Zn	Agrupamiento Reforma	González-Arroyo e Izaguirre-Ramos, 1988d.
Sierra de Sacramento	Pb-Zn	Roca Verde	Orozco-Jiménez, 1985b.
Sierra de Sacramento	Pb-Zn	Roca Flores	Rivera-Martínez, 1985d.
Sierra Madre Oriental			
Curvatura de Monterrey	Pb-Zn	La Victoria I	Briones y García <i>et al.</i> , 1971.
Curvatura de Monterrey	Pb-Zn	La Victoria II	Briones y García <i>et al.</i> , 1971.

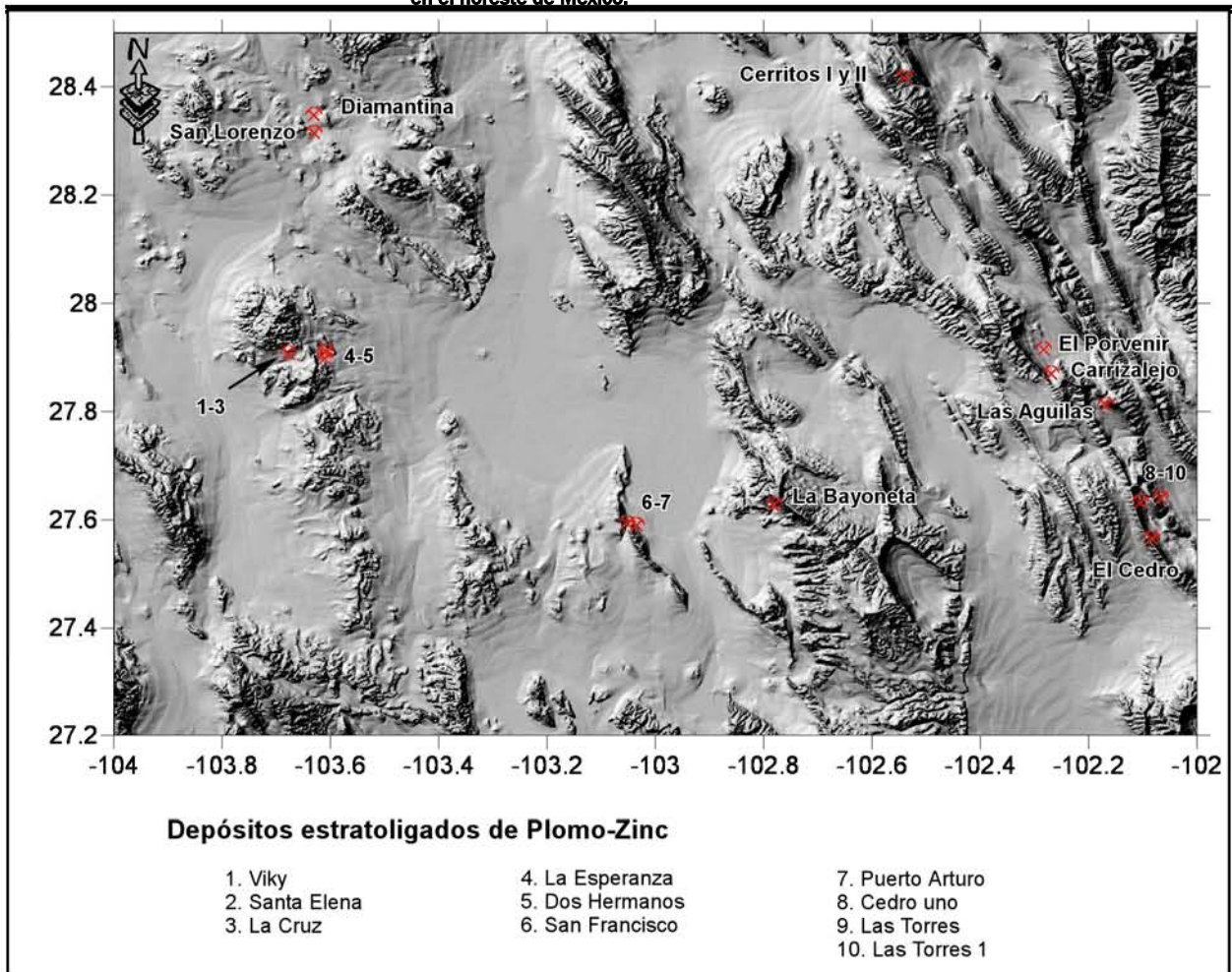


Figura 5.7 Distribución de los depósitos estratoligados de Plomo-Zinc en la cuenca de Sabinas, específicamente en las sierras de Hechiceros, Perdida, Encantada, del Caballo, y sierra del Fuste.

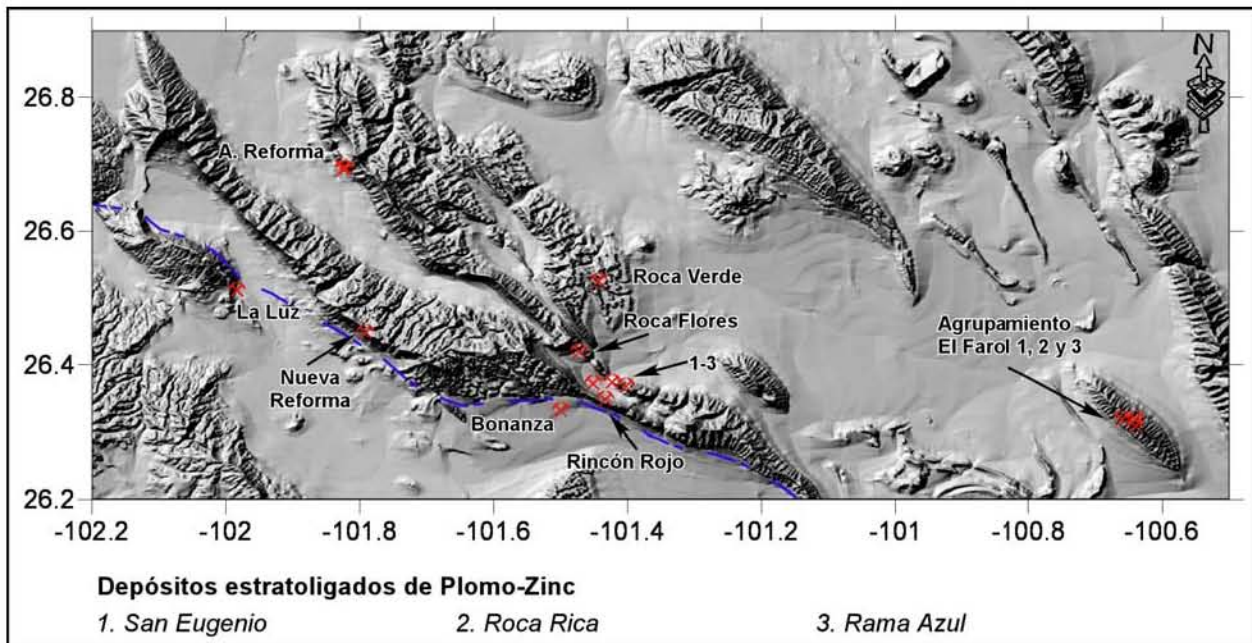


Figura 5.8 Distribución de los depósitos estratoligados de Plomo-Zinc al norte del Bloque Coahuila, casi en la traza de la Falla de San Marcos (línea discontinua). Observe las sierras de San Marcos, La Gavia, Sacramento y sierra de Enmedio (extremo inferior derecho).

Los cuerpos de Pb-Zn de baja temperatura corresponden en su mayoría a mantos y lentes estratoligados, interestratificados con rocas evaporíticas y/o de plataforma, de extensión variable (100 a 2000 m) y espesor moderado (0.40 a 2 m), aunque también existen estructuras como brechas tectónicas, paleokarsts, cavidades rellenas, vetillas e hilillos, todos ellos asociados a los mantos mineralizados. Mineralógicamente están compuestos por depósitos de sulfuros diseminados o masivos con una relación de zinc mayor que el plomo, aunque no es una regla general en los depósitos. Presentan también valores de Ag y Cu de moderados a bajos ($Ag > Cu$) y ganga común de barita, calcita, óxidos de hierro y yeso ocasional. Los depósitos se encuentran restringidos a horizontes carbonatados de plataforma, correspondientes a las formaciones Cupido-La Virgen y Aurora-Acatita en su mayoría, aunque también están emplazados en rocas descritas como Fm. Austin (Coniaciano-Santoniano) y cuerpos dolomitizados correspondientes a formaciones indefinidas. Estos depósitos en algunos cuerpos presentan una ligera silicificación restringida a pocos centímetros en la roca encajonante. Lo que sí es evidente es una alteración supergénica avanzada, reemplazando los minerales primarios por carbonatos de zinc en gran parte de los cuerpos mineralizados. Estos depósitos no tienen ninguna implicación genética con actividad ígnea de ningún tipo, ni existen fenómenos ígneos aparentes en las áreas en que se encuentran dichos depósitos.

5.2 Distribución estratigráfica regional de las estructuras mantiformes mineralizadas del NE de México. Implicaciones de transporte y formación de los cuerpos.

En la distribución de los depósitos según su sustancia se pueden observar a nivel regional patrones de concentración preferenciales. Esto último no es una regla inequívoca, ya que la concentración de una sustancia sobre otra, sugiere la existencia de controles litológicos, geoquímicos y/o combinaciones entre ellos, diferentes a los implicados en la formación de cuerpos mineralizados para una sustancia diferente. Aunque en la disciplina de trabajo de los yacimientos minerales, las características mineralógicas y químicas de las rocas encajonantes son aspectos frecuentemente ignorados, su apropiado reconocimiento es fundamental para desarrollos de trabajos como el presente.

Los cuerpos mineralizados en barita del noreste de México están emplazados en rocas carbonatadas de plataforma y sus facies evaporíticas (intra-plataforma) del Neocomiano Tardío-Barremiano. Es decir, se trata de rocas pertenecientes a las formaciones Cupido y La Virgen. Cabe indicar que la mayoría de los cuerpos mineralizados de barita, están relacionados espacialmente con mineralización de Plomo-Zinc ya que su emplazamiento preferencial ocurre en las mismas formaciones estratigráficas (Figuras 5.9 y 5.10), aunque su distribución presenta un arreglo notoriamente caótico, presentándose también en rocas de las formaciones Aurora, Acatita (Albiano) y Austin (Coniaciano-Santoniano) (Figuras 5.9 y 5.10). El emplazamiento preferencial de los mantos de celestina ocurre en rocas de las formaciones Aurora y Acatita (Albiano) y en sus equivalentes en la Plataforma Burro-Salado. Estos depósitos de celestina se concentran fuertemente en el Bloque de Coahuila (Figuras 5.9 y 5.10). Los depósitos de fluorita están restringidos casi exclusivamente a niveles estratigráficos del Grupo

Washita (Albiano Tardió-Cenomaniano Temprano) sobre el Bloque Burro-Salado y su borde con la Cuenca de Sabinas, mayoritariamente en el contacto entre las formaciones Georgetown-Devil River-Santa Elena y las lutitas Del Río. Algunos depósitos no asociados al Bloque Burro-Salado, sin embargo, se emplazan en rocas carbonatadas de plataforma de la Fm. Aurora (Albiano) (Figuras 5.9 y 5.10).

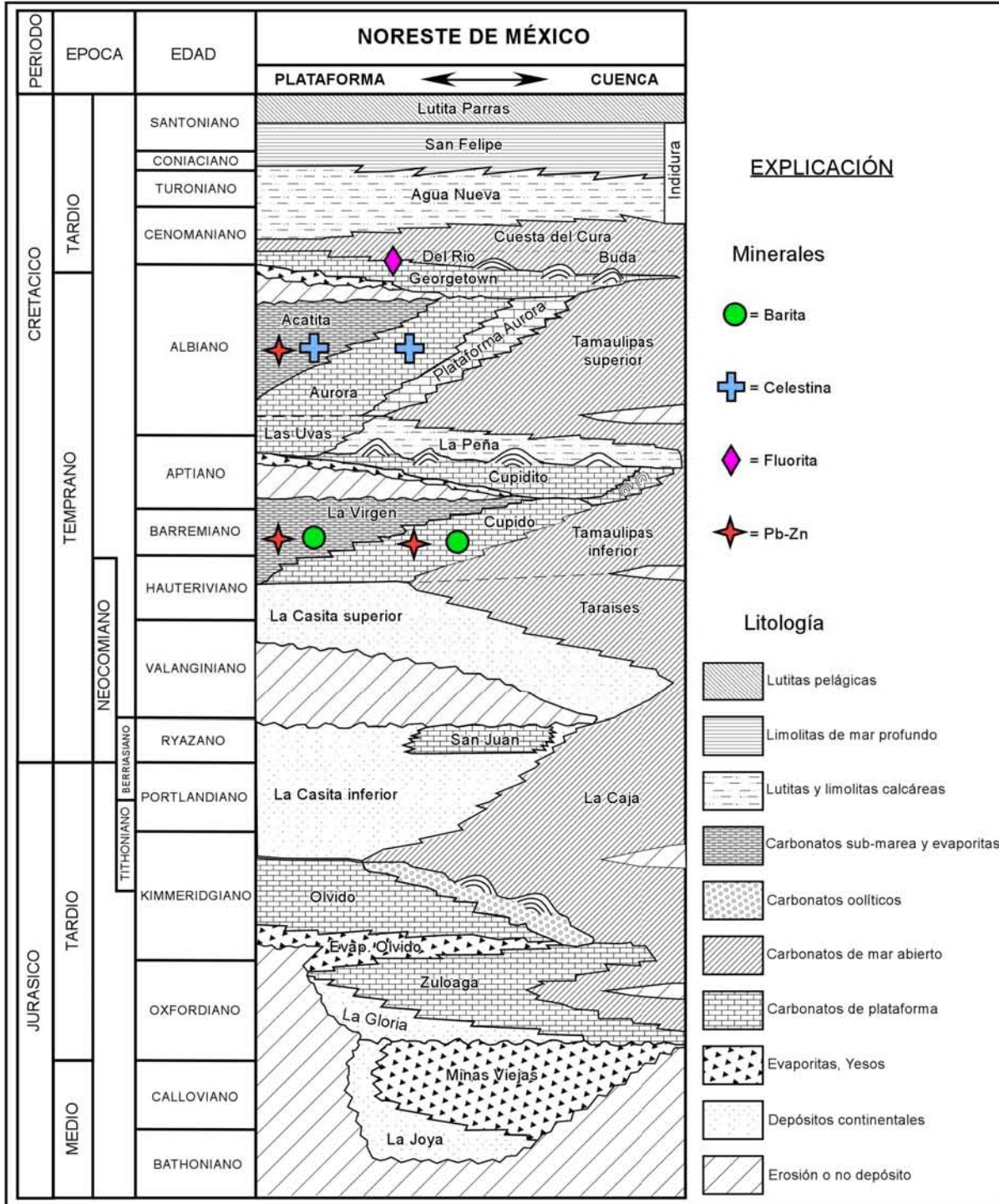


Figura 5.9 Tabla cronoestratigráfica generalizada del noreste de México y emplazamiento de yacimientos estratollgados (Modificada de Goldhammer, 1999). Nótese la sucesión barita-celestina-fluorita, hacia rocas de plataforma más recientes.

Asumiendo que las grandes concentraciones de minerales indican también la existencia de procesos característicos, podemos observar un comportamiento regional en el sentido vertical (estratigráfico), ya que este tipo de distribución podría representar un zoneamiento regional para los depósitos estratoligados de barita, celestina y fluorita. Quedarían excluidos de este esquema los depósitos de Pb-Zn, debido a la amplia dispersión en la estratigrafía. De esta forma los depósitos de barita se encuentran de manera primordial en rocas de plataforma y sus facies de sub-marea, pertenecientes a niveles estratigráficos del Neocomiano Tardío-Barremiano (formaciones Cupido y La Virgen). Los cuerpos de celestina están emplazados en rocas de plataforma del Albiano (formaciones Aurora y Acatita), mientras que los de fluorita están emplazados concordantemente a la estratificación en el contacto entre las formaciones Georgetown y Del Río (Albiano Tardío-Cenomaniano Temprano; Figura 5.9).

Este zoneamiento regional, puede reflejar dos esquemas genéticos diferentes: (1) los diferentes grupos de depósitos de barita, celestina y fluorita se generaron mediante pulsos mineralizantes con edades y naturaleza diferentes, o (2) los diferentes depósitos se formaron a partir de un mismo fluido que, conforme ascendía a través del grueso paquete sedimentario experimentó una evolución marcada por el depósito de barita, seguida de celestina y fluorita, con base en el índice de solubilidad de cada una de las especies.

En ambas explicaciones, la fuente de los elementos constitutivos de las mineralizaciones es la misma columna sedimentaria de la cuenca (arcosas, areniscas, lutitas; Figura 5.10) por lixiviación mediante salmueras de cuenca evolucionadas (Hanor, 2004). Estas salmueras se habrían desplazado debido desplazándose debido a niveles piezométricos (Garven, 1985) y a cambios en la densidad del fluido por acción de un gradiente geotérmico anómalo y a la presión litostática de la cuenca, hasta sustituir el calcio de las anhidritas por los metales en solución, debido a su baja solubilidad.

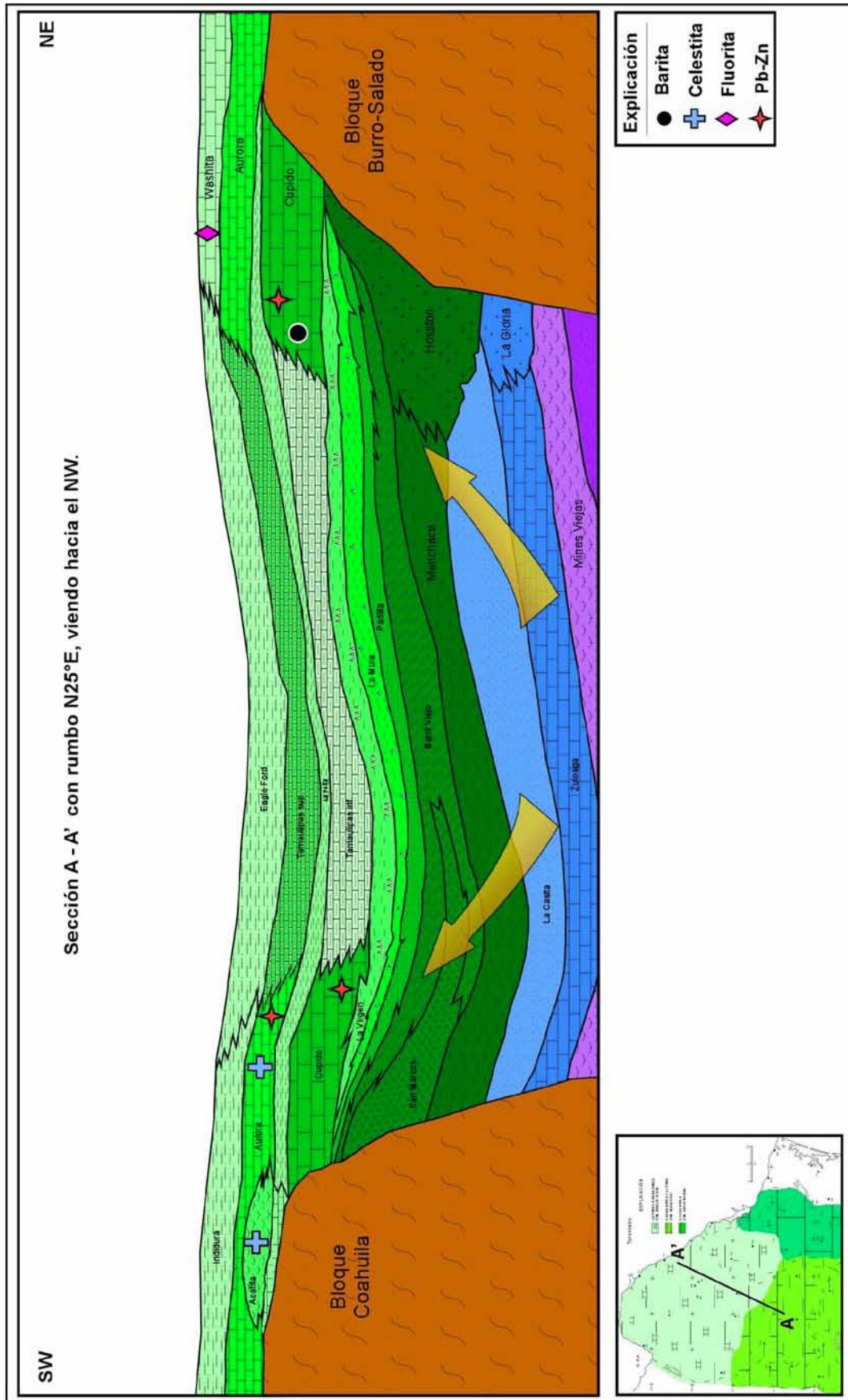


Figura 5.10 Sección geológica esquemática del noreste de México (Bloque de Coahuila y Bloque Burro-Salado, para el Turoniano. las flechas amarillas indican la circulación de los fluidos a partir de niveles profundos de la cuenca.

CAPITULO VI DEPÓSITOS ESTRATOLIGADOS DE LA SIERRA DEL VENADO

El basamento en el bloque Coahuila, corresponde al terreno Coahuiltecano de Sedlock *et al.* (1993) o terreno Coahuila para Campa y Coney (1983), que está formado por una secuencia sedimentaria tipo Flysh derivada de un arco, metamorizada en bajo grado y de edad Paleozoico. Dichas unidades pudieran corresponder a rocas de las zonas pre-arco y de arco respectivamente, producto de la colisión del supercontinente Gondwana con el sur de Norteamérica durante la orogenia Ouachita, en el Paleozoico Tardío. Durante el Triásico, las unidades anteriores fueron intrusionadas por plutones calco-alcalinos (Wilson, 1990; Sedlock *et al.*, 1993) y posteriormente, fueron cubiertas por rocas carbonatadas de plataforma y sus facies asociadas del Jurásico Tardío y Cretácico.

6.1 Estratigrafía Local en la Sierra del Venado.

6.1.1 Paleozoico

No obstante que el basamento Permo-Triásico no aflora en la Sierra del Venado (SV), éste si se observa hacia el SW y SSW de la misma (Figura 6.4b), en las Sierras de Las Margaritas, Las Delicias, en el Valle del Sobaco y en la Sierra de Los Remedios.

- *Fm. Las Delicias.*

La Fm. Delicias (McKee *et al.*, 1999) consiste principalmente de fragmentos de escombros volcanoclásticos, con tamaños desde arenas hasta bloques, principalmente de composición andesítica a dacítica. También presenta sedimentos pelágicos de grano fino y cantidades menores de clastos de rocas carbonatadas, transportados desde el borde de la cuenca hacia el depocentro. Esta formación fue deformada en grandes pliegues debidos a deslizamiento sindeposicional. Su edad fue determinada como correspondiente al Permo-Triásico (McKee *et al.*, 1999).

La extensión mínima de la Fm. Las Delicias es aproximadamente 6 000 km². Sin embargo, McKee *et al.* (1999) proponen que el borde este del Bloque de Coahuila (Sierra de Tlahualillo; Figura 6.1), se encuentra sobre las mismas rocas. No se ha observado la cima ni la base de dicha formación, pero se le estima un espesor de varios miles de metros (McKee *et al.*, 1999).

Esta formación fue afectada por el magmatismo y la deformación pre-Jurásicos, con la intrusión del plutón La Pesuña en las partes más antiguas de la formación, durante el Mississipico Medio; y el plegamiento durante el Triásico Temprano o Medio, y la posterior intrusión del plutón El Coyote durante el Triásico Tardío.

6.1.2 Mesozoico

- *Fm. Las Uvas (Aptiano Temprano – Aptiano Medio).*

La Formación Las Uvas (Humphrey y Díaz, 1956) es una unidad conglomerática que presenta carbonatos ricos en areniscas. Presenta espesores de 0 a 15 m y cubre discordantemente a los relictos del basamento Pérmico (Flysh), en el lado este de la Sierra Acatita, mientras que en el Valle de Acatita cubre al basamento de composición granítica-granodiorítica (Lehmann *et al.*, 1999; McKee *et al.*, 1999). La sobreyace concordantemente la Formación Acatita (Figura 6.1).

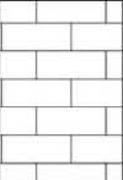

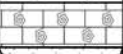
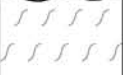
Formación	Símbología	Descripción generalizada	EDAD
Aurora		Carbonatos someros submarea	ALBIANO
Acatita		Mezcla evaporitas/ carbonatos, restringidas intra-plataforma	
Las Uvas		Grainstones esqueléticos	
Bloque Coahuila		Basamento Granodiorítico	
			APTIANO MEDIO A TARDIO
			APTIANO TEMPRANO
			PERMO-TRIÁSICO

Figura 6.1 Columna litoestratigráfica generalizada de la Sierra del Venado, Coahuila. Modificado de Lehmann *et al.* (1999).

Modificado de Lehmann *et al.*, 1999.

Las gruesas areniscas fosilíferas de la Formación Las Uvas presentan estratificación cruzada en algunos lugares, además de contener fragmentos del Flysh Pérmico y del basamento granodiorítico, así como intercalación de carbonatos con fragmentos de bivalvos y braquiópodos (Lehmann *et al.*, 1999).

Esta unidad se interpreta como un depósito transgresivo de costa, formado durante la inundación inicial del bloque de basamento en el Cretácico, introduciendo carbonatos dentro de la regolita desarrollada sobre la Isla de Coahuila (Humphrey y Díaz, 1956; McKee *et al.*, 1999).

Le fue asignada una edad correspondiente al Aptiano Tardío (Humphrey & Díaz, 1956), en base a datos paleontológicos (Kelly, 1936), aunque estudios más recientes, le asignan una edad Aptiano Temprano-Aptiano Medio (Figura 6.1; Lehmann *et al.*, 1999) basados en la integración de nuevos datos bioestratigráficos con isótopos de carbono y estroncio.



Figura 6.2 Vista panorámica de la Formación Acatita hacia el noroeste, frente al acceso a la mina “El Lucero” en la Sierra del Venado, Coahuila.

- *Fm. Acatita (Aptiano Medio – Albiano Temprano)*

El término Formación Acatita (Humphrey y Díaz, 1956) fue propuesto para un elemento sedimentario de facies lagunar en el sureste de la Sierra Acatita (sección tipo), que consiste de interestratificaciones cíclicas de carbonatos (calizas, dolomitas) y anhidritas (Figuras 6.1, 6.3b y 6.3c; Humphrey y Díaz, 1956; Lehmann *et al.*, 1999), con cantidades subordinadas de pedernal en nódulos y lentes alargados (López-Ramos, 1980). La base de esta formación está compuesta por un miembro basal calcáreo, que descansa concordantemente sobre la Fm. Las Uvas (Figura 6.3c; López-Ramos, 1980) o directamente sobre el basamento Permo-Triásico (Figura 6.1; Lehmann *et al.*, 1999).

La distribución de la Fm. Acatita está restringida sobre el bloque de Coahuila, en las sierras de La Paila, Los Alamitos, Acatita, La Peña, La Gavia y La Punta (López-Ramos, 1980, Lehmann *et al.*, 1999), presentando un espesor total aproximado de 500 m, de los que entre 60 y 130 m forman la parte basal de la formación (Figura 6.1; Lehmann *et al.*, 1999).

La base de la Fm. Acatita se encuentra formada por calizas esqueletales (Figura 6.1; *packstones* y *grainstones*). Estas rocas presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, con presencia de miliólidos, orbitolinidos, caprínidos, corales, rudistas, comúnmente interestratificados con calizas (*wackestones-packstones*) en estratos gruesos a masivos. Las litofacies dominantes en el resto de la Formación Acatita son calizas (*mudstones*) dolomitizadas intercaladas con capas masivas de yeso; en éstas mismas rocas, se observan calizas (*wackestones*) dolomitizadas con bioturbación, que tienden a engrosarse hacia la parte superior de la formación a calizas dolomitizadas (*packstone, grainstone*) de peloides-miliólidos-orbitolinidos (Lehmann *et al.*, 1999).

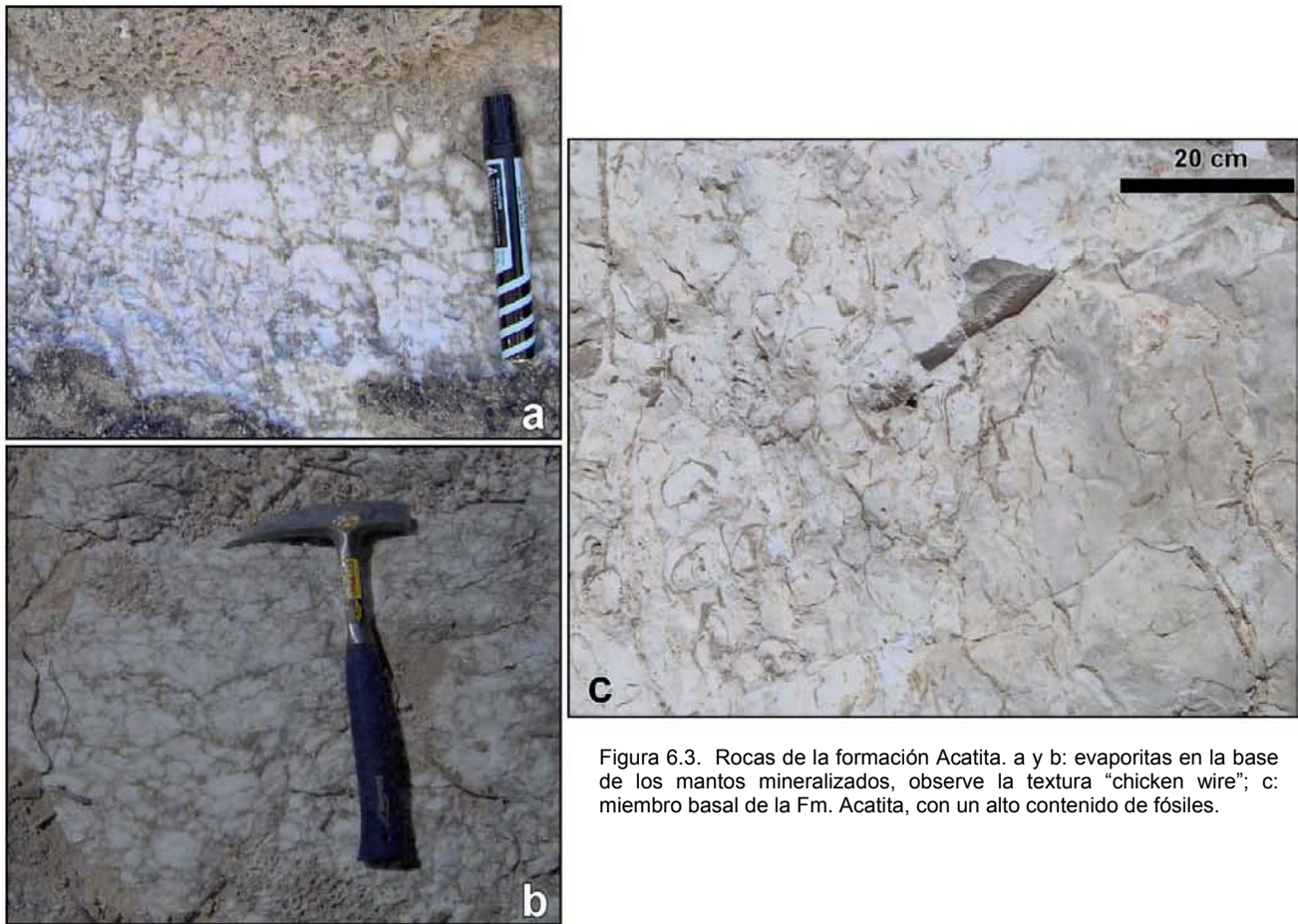


Figura 6.3. Rocas de la formación Acatita. a y b: evaporitas en la base de los mantos mineralizados, observe la textura “chicken wire”; c: miembro basal de la Fm. Acatita, con un alto contenido de fósiles.

Se interpreta que el miembro basal de la Formación Acatita se formó en un ambiente somero de submarea, ocasionalmente en condiciones de mar abierto durante las etapas iniciales de la inundación sobre el Bloque de Coahuila (Lehmann *et al.*, 1999). Por su parte los ciclos de carbonatos y evaporitas se interpretan como producto del depósito en un ambiente lagunar restringido, bordeado por un banco de arena de alta energía, cuyo margen migraba episódicamente hacia el interior de la laguna (Lehmann *et al.*, 1999).

Originalmente, Humphrey y Díaz (1956) le asignaron una edad Albiano Temprano- Albiano Medio, pero estudios bioestratigráficos e isotópicos (Lehmann *et al.*, 1999) determinaron para la Formación Acatita una edad del Aptiano Temprano – Albiano Temprano (Figura 6.1). Esta formación es correlacionable con la Fm. Cuchillo (Burrows, 1909), con base en similitudes litológicas y por su posición estratigráfica bajo la Formación Aurora, en el norte de Chihuahua.

- *Fm Aurora (Albiano Temprano – Albiano Tardío)*

La Formación Aurora fue definida en el noreste del estado de Chihuahua, sobre la Sierra Cuchillo Parado (Burrows, 1909), como calizas masivas de rudistas. Böse y Cavins (1927) describieron las rocas del Cretácico Temprano en las sierras del norte de Monterrey y reconoció facies albianas de arrecife, que contenían caprínidos y rudistas. Imlay (1936) describió y mapeó calizas con rudistas y agrupó a las lutitas

y limos calcáreos en la Sierra de Parras como Formación Aurora. Algunos autores (Humphrey & Díaz, 1956) propusieron la idea de incluir dentro de esta formación, a todas las facies calcáreas del noreste de México entre las Formaciones La Peña y Cuesta del Cura.

Se encuentra distribuida en gran parte del noreste de México, como en las Sierras del norte de Monterrey, Sierra de Jimuco (Böse y Cavins, 1927), Sierra de Parras (Böse y Cavins, 1927; Imlay, 1936, 1937; Lehmann *et al.*, 1999), Sierra del Cedral, Cuenca de Sabinas, norte de Monclova, Sierra de La Gloria y Sierra Hermanas (López-Ramos, 1980); en estas últimas dos localidades, sólo aparece parcialmente.

La Formación Aurora consiste predominantemente de calizas masivas (*packstone*, *grainstone*) de peloides y miliólidos, que presenta estratificación cruzada e intercalaciones delgadas de caliza (*wackestone*) con bioturbación. Forma sutiles alternancias rítmicas con calizas tipo *packstone* y *grainstone* (Lehmann *et al.*, 1999). En general, esta formación se presenta en estratos gruesos a masivos, con nódulos de pedernal y estilolitas. Su espesor presenta poca variabilidad, entre 400 y 600 m (López-Ramos, 1980); mientras que Lehmann y colaboradores (1999) le asignan un espesor aproximado de 260 m. Esta última medida parece ser más exacta, ya que está controlada bajo fuertes estudios bioestratigráficos; no sólo litológicos.

Por su posición estratigráfica y por su contenido faunístico (de Cserna, 1956), además de datos bioestratigráficos y de isótopos (C y Sr; Lehmann *et al.*, 1999) se le asigna a la Formación Aurora una edad correspondiente al Albiano. Ha sido correlacionada con las formaciones Glen Rose, Fredericksburg y Washita del norte de Texas (King y Adkins, 1946) en base a grandes similitudes en la columna estratigráfica de esas localidades.

La Formación Aurora se interpreta como un depósito restringido de los ambientes someros y submareales que cubrieron el Bloque de Coahuila al Noroeste (Figura 6.1; Lehmann *et al.*, 1999).

6.2 Características de los mantos de celestina en la Sierra del Venado.

En la parte central-norte de la Sierra del Venado (SV) se encuentra un yacimiento en desarrollo denominado mina "El Lucero", en el cual se observan 4 mantos con celestina.

6.2.1 Características generales.

Los mantos de celestina en la SV son depósitos concordantes a la estratificación en forma de lentes y/o capas, que mantienen un rumbo preferencial N 15° E y están inclinados hacia el SE, con poca variación entre ellos. La roca encajonante pertenece a la Formación Acatita (carbonatos y evaporitas; Humphrey y Díaz, 1956) (Figura 6.1)) que aparece ocasionalmente como relictos dentro de los mantos mineralizados (Figura 6.6a). Los mantos presentan espesores variables (0.5 – 3.5 m), así como la distancia entre ellos varía de 17 a 50 m. Estos depósitos son casi monominerálicos, con cantidades subordinadas de yeso, calcita y algo de barita de bario en algunos horizontes (Cantú-Arocha, F. comunicación personal), despiden un olor fétido intenso y contienen nódulos de sílice derivados de la roca original (Figura 6.6b). No se observa ninguna relación con fenómeno ígneo alguno, ni presenta

alteraciones hidrotermales, excepto una dolomitización y silicificación ligera, restringida a pocos centímetros de la mineralización sobre la roca encajonante.

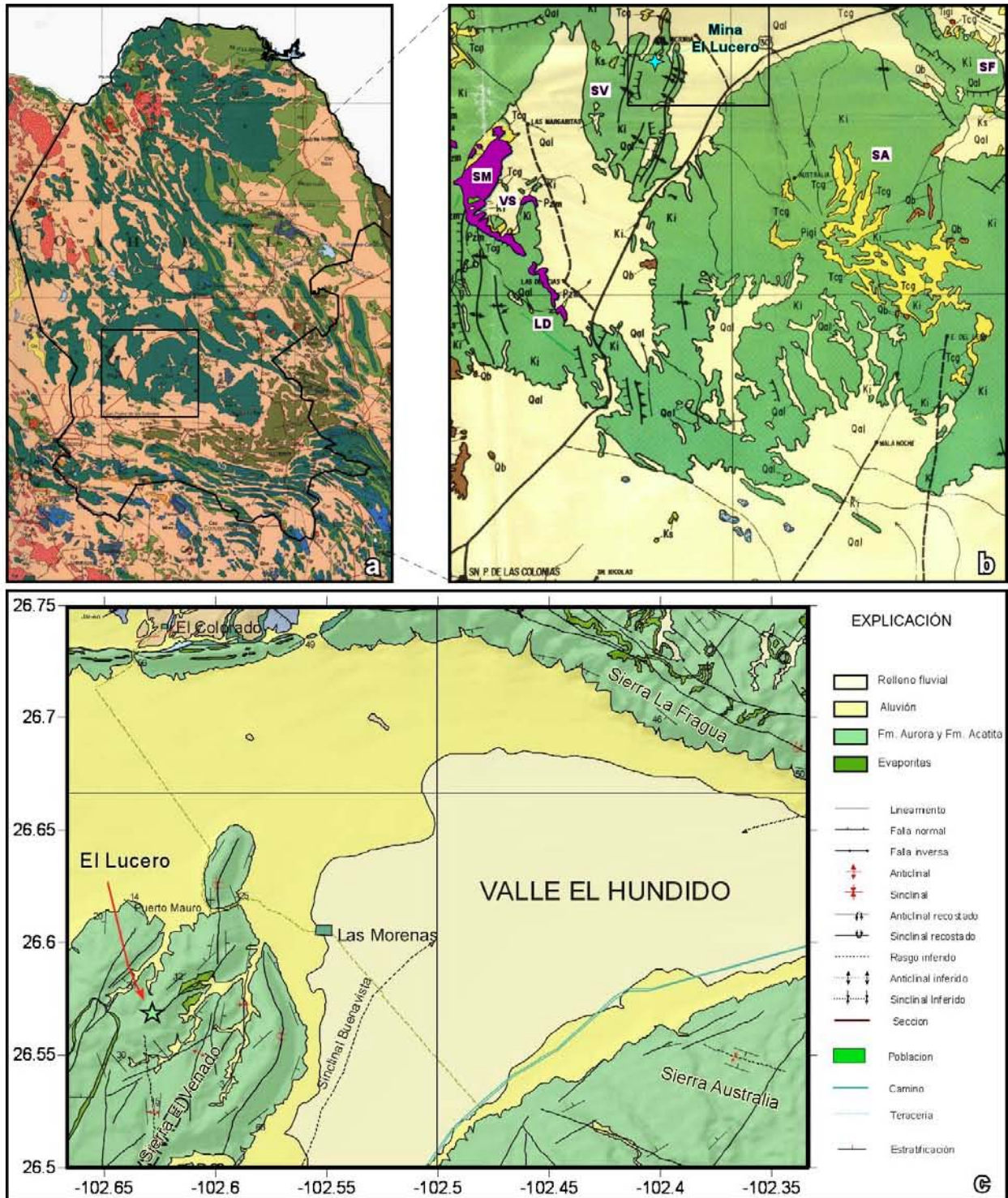


Figura 6.4. a: Mapa geológico regional de la zona de estudio, el recuadro al centro indica el área correspondiente a la figura 3.4b, modificado de Ortega-Gutierrez, *et al.* (1992). b: Detalle geológico de las sierras de las Margaritas (SM), Australia (SA), La Fragua (SF), El Venado (SV), Las Delicias (LD), y el valle del Sobaco (VS). El color morado intenso corresponde a rocas del basamento (Fm. Las Delicias) (COREMI, 1993). El recuadro en la parte superior central, representa el área de la figura 3.4c. c: Geología de la carta G13B58 (1:50000) del INEGI, correspondiente a la hoja Valle el Hundido, modificado de Fitz-Díaz *et al.* (2005) mostrando la localización de la mina El Lucero.

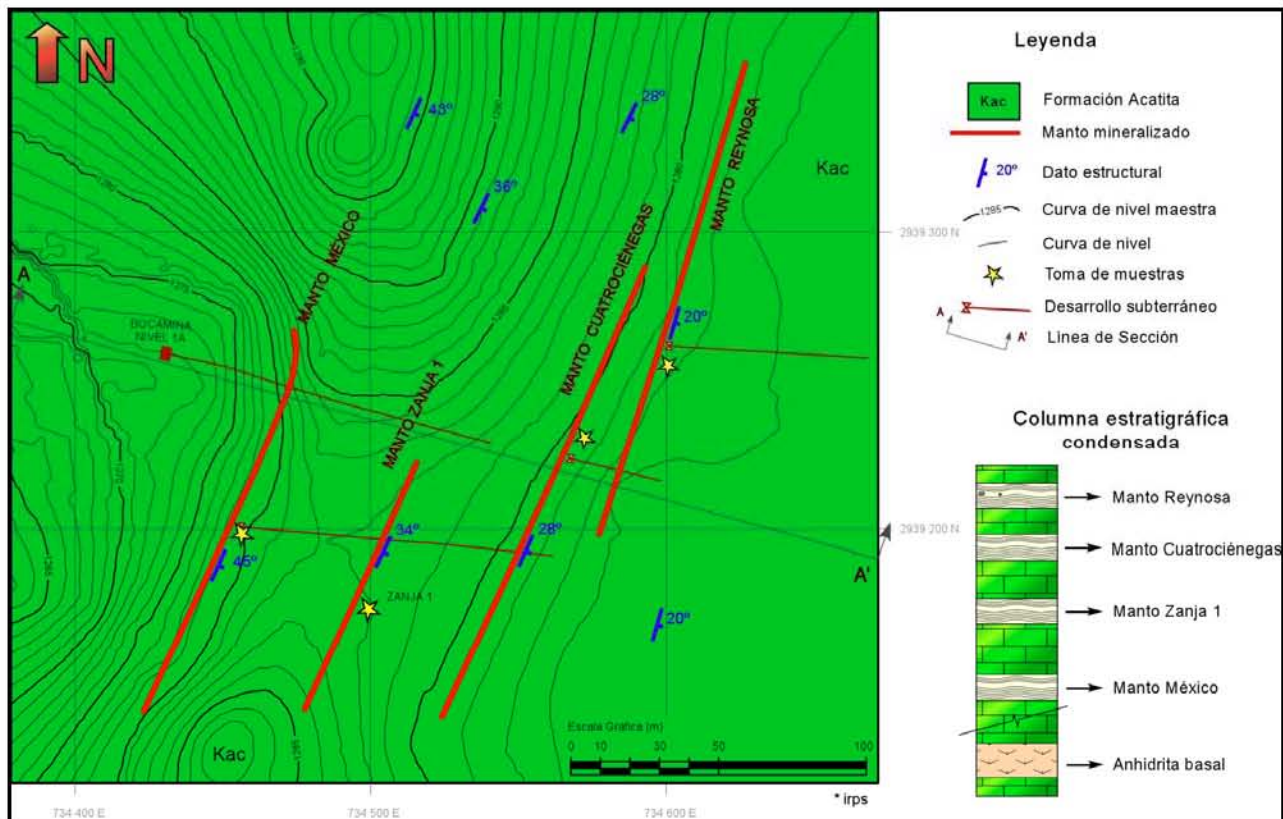


Figura 6.5 Plano geológico a semidetalle de la mina El Lucero, en la Sierra del Venado, Coahuila. Las estrellas amarillas indican la zona de descripción a detalle (vea secciones siguientes) y muestreo de los mantos. Nota: La anhidrita basal, representada en la columna condensada, solo aflora sobre el camino, por lo que no está dentro del área representada del mapa.

6.2.2 Rasgos individuales de los mantos de celestina.

El desarrollo minero “El Lucero” consta de 4 mantos de celestina en superficie, solo 3 de ellos explotados. La descripción de los mismos se efectúa a continuación desde el manto encajonado más profundamente hacia arriba en la serie estratigráfica. La disposición estratigráfica ascendente de dichos mantos es como sigue: manto México, manto Zanja 1, manto Cuatrociénegas y manto Reynosa. Se mostrará además la descripción a lo largo del nivel 1a, el cuál corta algunos horizontes mineralizados que no afloran en la superficie.

Descripción del Manto México (MM) (Figura 6.7).

Capa MM-1 Caliza color gris claro, de estratos medianos a delgados entre 15-25 cm de espesor, con pequeñas variaciones laterales en espesor. Presenta un color de intemperismo gris pardo a gris oscuro, y presencia escasa de sílice en nódulos pequeños (1-2 cm de diámetro). Presenta dolomitización incipiente en el contacto con el manto mineralizado y olor moderadamente fétido. Cerca de este contacto, se observa ocasionalmente mineralización de celestina en granos pequeños, con aspecto de manchas o pecas.

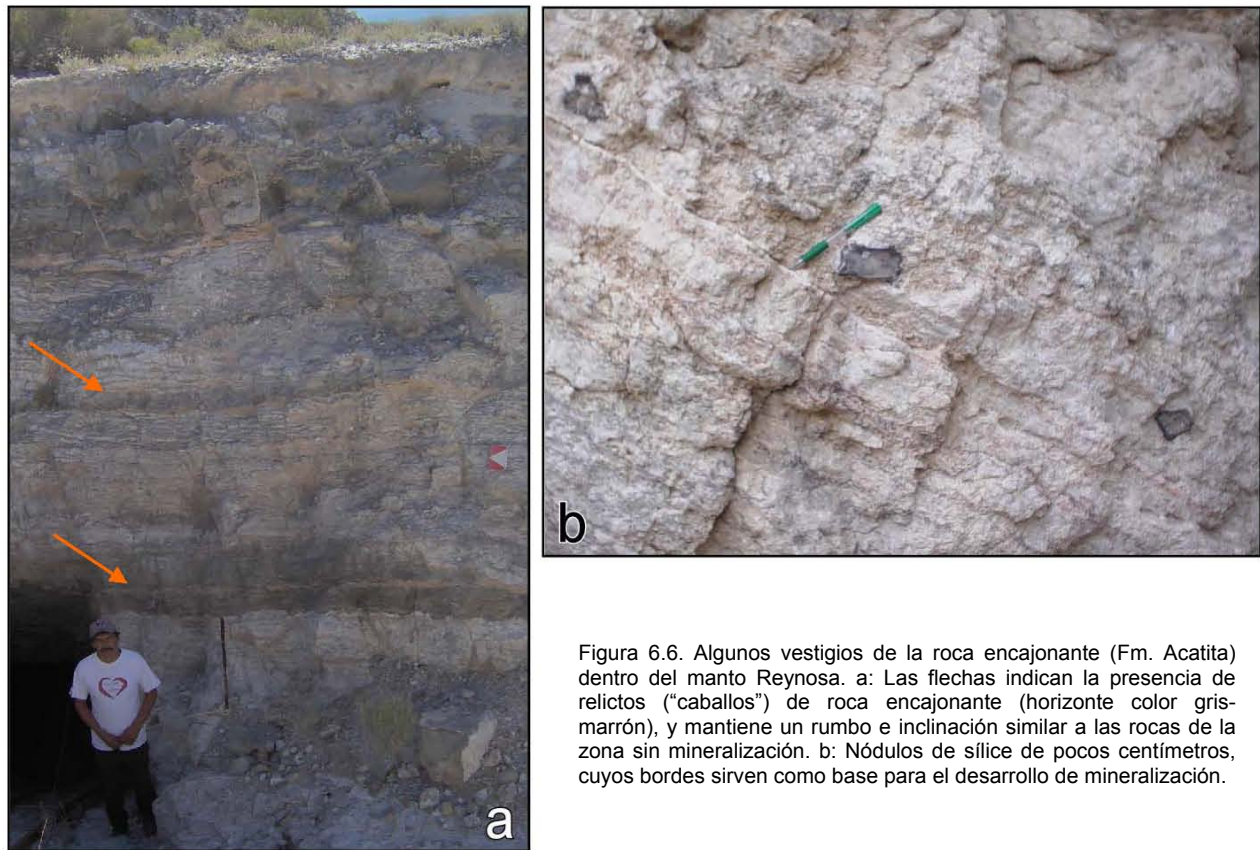


Figura 6.6. Algunos vestigios de la roca encajonante (Fm. Acatita) dentro del manto Reynosa. a: Las flechas indican la presencia de relictos (“caballos”) de roca encajonante (horizonte color gris-marrón), y mantiene un rumbo e inclinación similar a las rocas de la zona sin mineralización. b: Nódulos de sílice de pocos centímetros, cuyos bordes sirven como base para el desarrollo de mineralización.

Capa MM-2 En este horizonte mineralizado existen dos tipos de mineralización, (1) en cristales tabulares y (2) mineralización en bandas rítmicas. En la parte superior del horizonte se observa una zona de 25 cm de espesor compuesta por cristales subedrales de celestina de forma tabular de hasta 3 cm de largo, esta mineralización tabular gradúa lateralmente hacia mineralización en delgadas bandas rítmicas.

El resto del horizonte está compuesto por cristales de celestina, dispuestos en bandas rítmicas de color blanco de ≈ 1 cm de espesor. Hacia la parte inferior del horizonte, el espesor de las bandas claras se incrementa hasta 5 cm. Los cristales nuclearon sobre la banda oscura, conformando una textura de enrejado o similar a abanicos. También es común la presencia de cavidades en que aumentale tamaño de los cristales.

Capa MM-3 Caliza color gris claro, de estratos medianos a delgados entre 15-25 cm de espesor. Presenta un color gris pardo a oscuro, y escaso sílice en nódulos pequeños (1-2 cm de diámetro). Sobre el contacto con el manto mineralizado, se observan incipiente dolomitización y silicificación. Presenta un rumbo N 20° E e inclinación de 34° NE, y un fracturamiento general en la roca encajonante con rumbo N 75° E e inclinación de 66° NE.

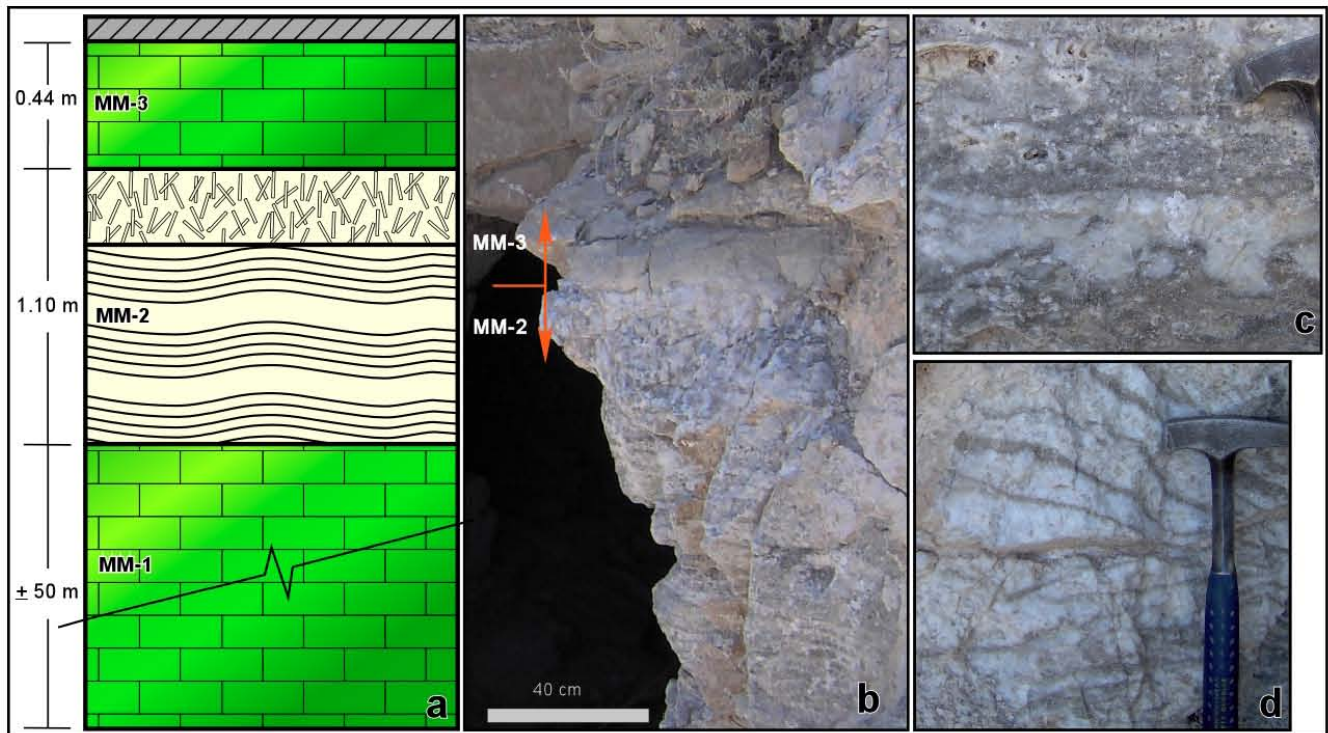


Figura 6.7. Manto México. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MM-1, MM-2, MM-3; b: Mineralización en bandas rítmicas en la parte inferior y cristales masivos en la parte superior del manto, obsérvese la disposición estratiforme de la mineralización con respecto a la roca encajonante; c: Detalle del cambio lateral de la mineralización masiva hacia bandas rítmicas en la parte superior del manto; d: Detalle de las bandas rítmicas del manto México, obsérvese el reemplazamiento casi total de la roca encajonante y la disposición de crecimiento de los cristales.

Descripción del Manto Zanja 1 (MZ) (Figura 6.8).

Capa MZ-1 Caliza con cristalización de calcita en cristales de 1 a 2 cm de largo, de color oscuro; presenta escasa mineralización de celestina en hilillos con oxidación en sus bordes.

Capa MZ-2 Mineralización de celestina color blanco y gris perlado, en bandas alternadas de 1-3 cm de espesor, con variaciones laterales importantes (perdiendo la continuidad). Los cristales de celestina son subedrales hasta euedrales donde la banda mineralizada es más ancha, presentando algunas cavidades; la celestina nuclea a partir de la roca encajonante no reemplazada (bandas oscuras).

Capa MZ-3 Caliza color gris claro de estratificación mediana (≈ 60 cm) con ocasional sílice en nódulos. El color de intemperismo es gris oscuro y es moderadamente fétida. Contiene también algunas vetillas delgadas ($\approx 1.5 - 2$ cm) concordantes a la estratificación, así como hilillos de calcita y celestina sin orientación preferente, oblicua al rumbo de los estratos. El contacto con el horizonte MZ-4 (mineralizado) presenta bordes oxidados y escasa celestina en el contacto con la caliza. Presenta escasa mineralización de celestina intraestrato; en la parte inferior del horizonte MZ-3 la mineralización varía lateralmente a cavidades rellenas con cristales subedrales de celestina de pocos milímetros de largo, con crecimientos hacia el centro de la cavidad.

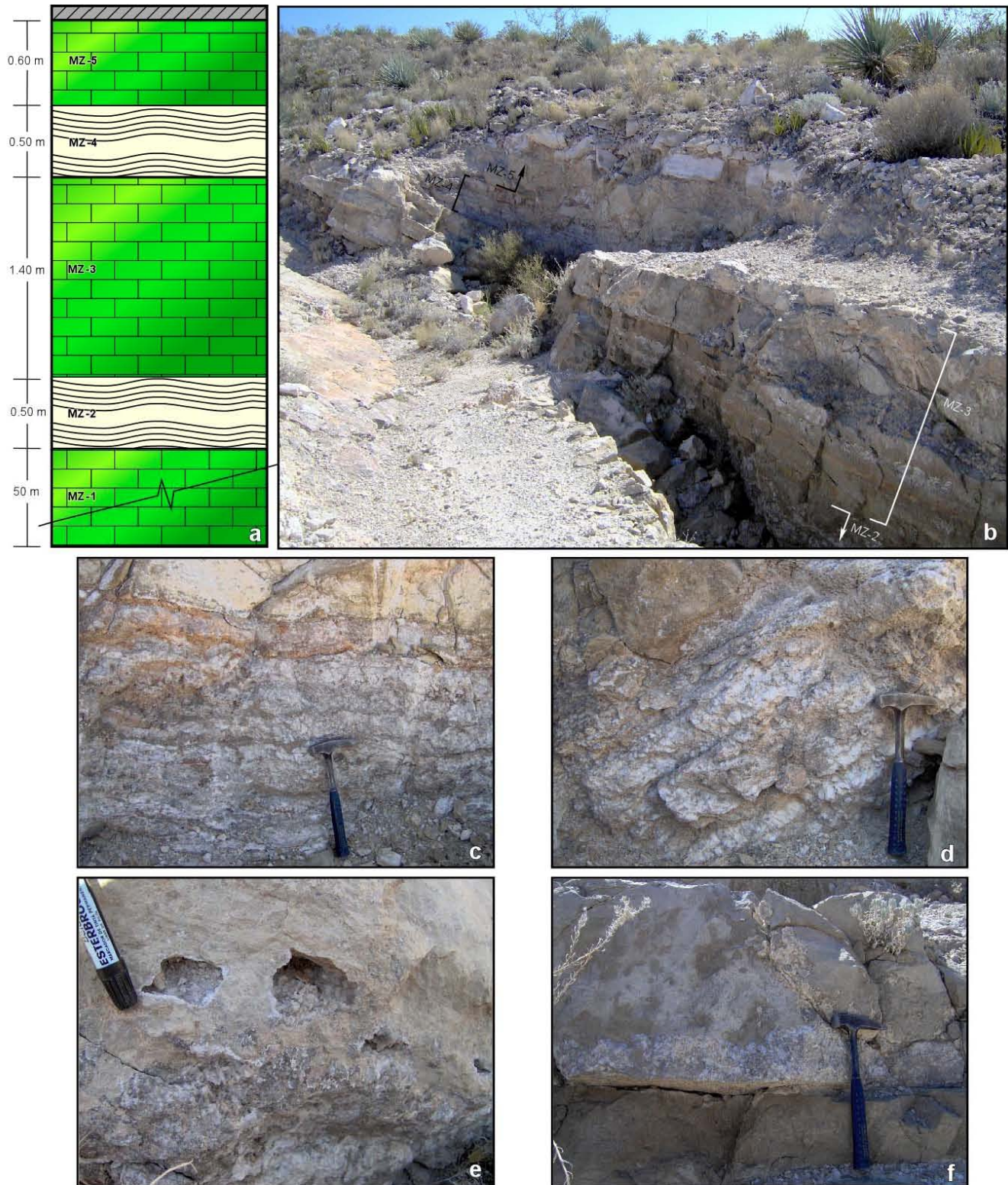


Figura 6.8 Manto Zanja 1. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MZ-1 a MZ-5; b: Disposición del manto Zanja 1 en campo, obsérvese la disposición concordante a la estratificación de los horizontes mineralizados; c: Detalle del horizonte MZ-4, con mejor continuidad en las bandas que el horizonte inferior; d: Detalle de las bandas más amplias del manto Zanja 1; obsérvese el desarrollo de los cristales; e: Huecos con celestina de grano fino y mineralización en el borde de la roca encajonante; f: Detalle de la mineralización de celestina en la base de los estratos de la Fm. Acatita.

Capa MZ-4 Celestina bandeada rítmica de colores blanco y gris perlado, con variaciones de grosor entre 1 y 6 cm, con acuñamientos laterales. Las bandas más anchas presentan cavidades pequeñas. En éstas bandas, los cristales de celestina (euedrales a subedrales) de hasta 3 cm de largo presentan un mejor desarrollo, creciendo a partir de la banda oscura.

Capa MZ-5 Caliza tipo mudstone moderadamente fétida de color gris claro, con un tono ligeramente amarillento e intemperismo café grisáceo. Presenta estratos medianos, de 30 cm de espesor.

Descripción Manto Cuatrociénegas (MC) (Figura 6.9).

Capa MC-1 Caliza color gris claro, de estratificación mediana (40 - 50 cm de espesor), presenta un color de intemperismo gris oscuro y escaso pedernal en nódulos de color marrón rojizo. En el contacto con el horizonte mineralizado presenta una silicificación ligera restringida a sólo 1 cm del contacto, además de mineralización ocasional de celestina de ≈3cm de grosor y dispuestas caóticamente en la roca carbonatada, aunque siempre a lo largo del contacto de la capa MC-2.

Capa MC-2 Mineralización de celestina bandeada rítmica, de color gris perlado y blanco, con espesores entre 3 y 7 cm, con pocas capas de espesores laminares (≈ 1cm); en general, las bandas oscuras de roca encajonante son más gruesas que la mineralización de celestina. La celestina se presenta como cristales tabulares, subedrales a anedrales, de pocos centímetros de largo, con textura de enrejado. También se presentan algunas cavidades en las bandas más anchas, en la que los cristales de celestina presentan un mejor desarrollo cristalino.

Capa MC-3 Agregados masivos de cristales de celestina de colores blanco y gris perlado, aunque pueden observarse también cristales con tonos ligeramente azulados. Todos los cristales son subedrales a euedrales, de forma tabular de 10 a 15 cm de largo desarrollados a partir de los horizontes de celestina bandeada, correspondiente a los miembros MC-4 y MC-2. La textura de enrejado se presenta abundantemente en esta capa, aunque también existen crecimientos en libro a partir de una base, similares a “abanicos”.

Capa MC-4 Celestina bandeada rítmica laminar de colores blanco a gris perlado, con bandas claras y oscuras que mantienen espesores menores a 1 cm. La celestina se presenta en cristales finos subedrales de color blanco de pocos milímetros de diámetro, creciendo a partir de la rica encajonante. En el contacto con el manto MC-3, se produce un engrosamiento de las capas mineralizadas en celestina hasta de 2 cm.

Capa MC-5 Caliza color gris claro con estratos medianos (≈ 50 cm de espesor) ligeramente silicificada en el contacto con la mineralización. Presenta un color de intemperismo gris oscuro y escaso pedernal de color marrón rojizo en forma de pequeños nódulos elipsoidales. Presenta delgadas vetillas (0.8 a 1 cm de grosor), así como pequeños cristales de celestina intercrecida en la roca encajonante con un arreglo caótico, esto sólo en la cercanía del contacto con la zona mineralizada. Presenta un olor moderadamente fétido. Estructuralmente presenta un rumbo N19°E e inclinación de 28° NE, así como un sistema de fracturas en la roca encajonante de rumbo N76°E e inclinación de 68° NW.

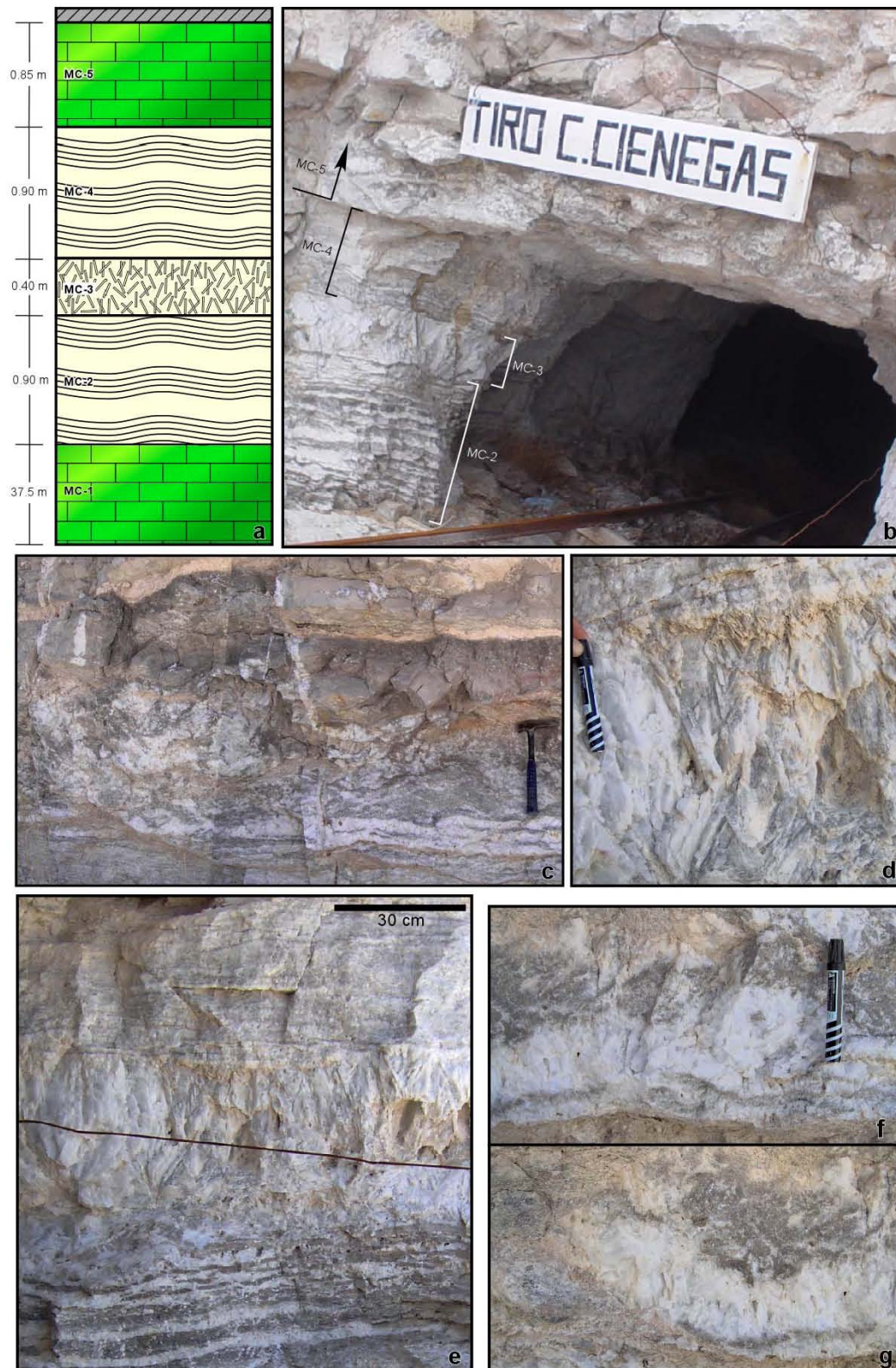


Figura 6.9 Manto Cuatrociénegas. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MCZ-1 a MC-5; b: Disposición del manto Cuatrociénegas en campo; c: Mineralización de celestina bandeada concordante a la estratificación (miembro MC-4); nótese también la mineralización a través de las fracturas en la roca encajonante; d: Cristales tabulares de celestina con textura de enrejado, similares a "abanicos" (miembro MC-3), obsérvese la disposición del crecimiento a partir de los horizontes bandeados (MC-2 y MC-4); e: Detalle de la mineralización en los miembros MC-2, 3 y 4 del manto Cuatrociénegas; f y g: Variaciones laterales en la parte basal del miembro MC-2, obsérvese el crecimiento en libro de los agregados cristalinos de celestina.

Descripción Manto Reynosa (MR)(Figura 6.10).

Capa MR-1 Caliza color gris claro con estratificación mediana de 20 a 60 cm de espesor y silicificación incipiente en el contacto con la mineralización. Presenta un color de intemperismo gris oscuro, pedernal marrón rojizo en nódulos elipsoidales y pequeños lentes, además escasa hematites en su matriz. Ligeramente fétida.

Capa MR-2 Celestina con bandeo rítmico paralelo a la estratificación, de color blanco a ligeramente perlado, con espesores de 2 a 6 cm. Los cristales de celestina son subedrales de grano fino a medio, con tamaños de unos pocos milímetros hasta alrededor de 3 cm de largo. En las bandas más anchas se aprecia una textura de enrejado o intercrecimientos cristalinos en diferentes direcciones. Entre algunas capas mineralizadas aparecen bandas de oxidación, posiblemente con hematites. Este horizonte consta de dos miembros, cuya diferencia principal es el ligero aumento en el espesor de las bandas mineralizadas. Dichos miembros están separados por un alineamiento de nódulos de sílice marrón entre 5 y 8 cm de diámetro.

Capa MR-3 Relicto de caliza de estratificación mediana de color gris claro, que intemperiza a gris oscuro. Este relictos mantiene el rumbo e inclinación generales de las rocas en el área. Sobre los bordes del relictos, se observan intercrecimientos de celestina.

Capa MR-4 Celestina con bandeamiento rítmico de color blanco y perlado. Las bandas presentan espesores variables de 3 a 10 cm. Los cristales son subedrales (< 1 a 4 cm de largo), aunque tienden a ser euedrales en las bandas más anchas que presentan texturas en enrejado. En este horizonte se observan fuertes acuñaientos laterales en las bandas mineralizadas.

Capa MR-5 Caliza color gris claro, que intemperiza a gris oscuro. Presenta estratos medianos de 20 a 60 cm de espesor, con escaso pedernal marrón y escasa hematites en la matriz. Se observa una ligera silicificación restringida en el contacto con la zona mineralizada y una ligera dolomitización (aspecto sacaroide), aunque ésta se presenta asociada a los contactos mineralizados sin ser continua. Presenta mineralización diseminada de celestina y algunas cavidades rellenas por celestina en cristales euedrales con terminaciones en caras cristalinas hacia la parte interior de la cavidad. Esta celestina es moderadamente fétida.

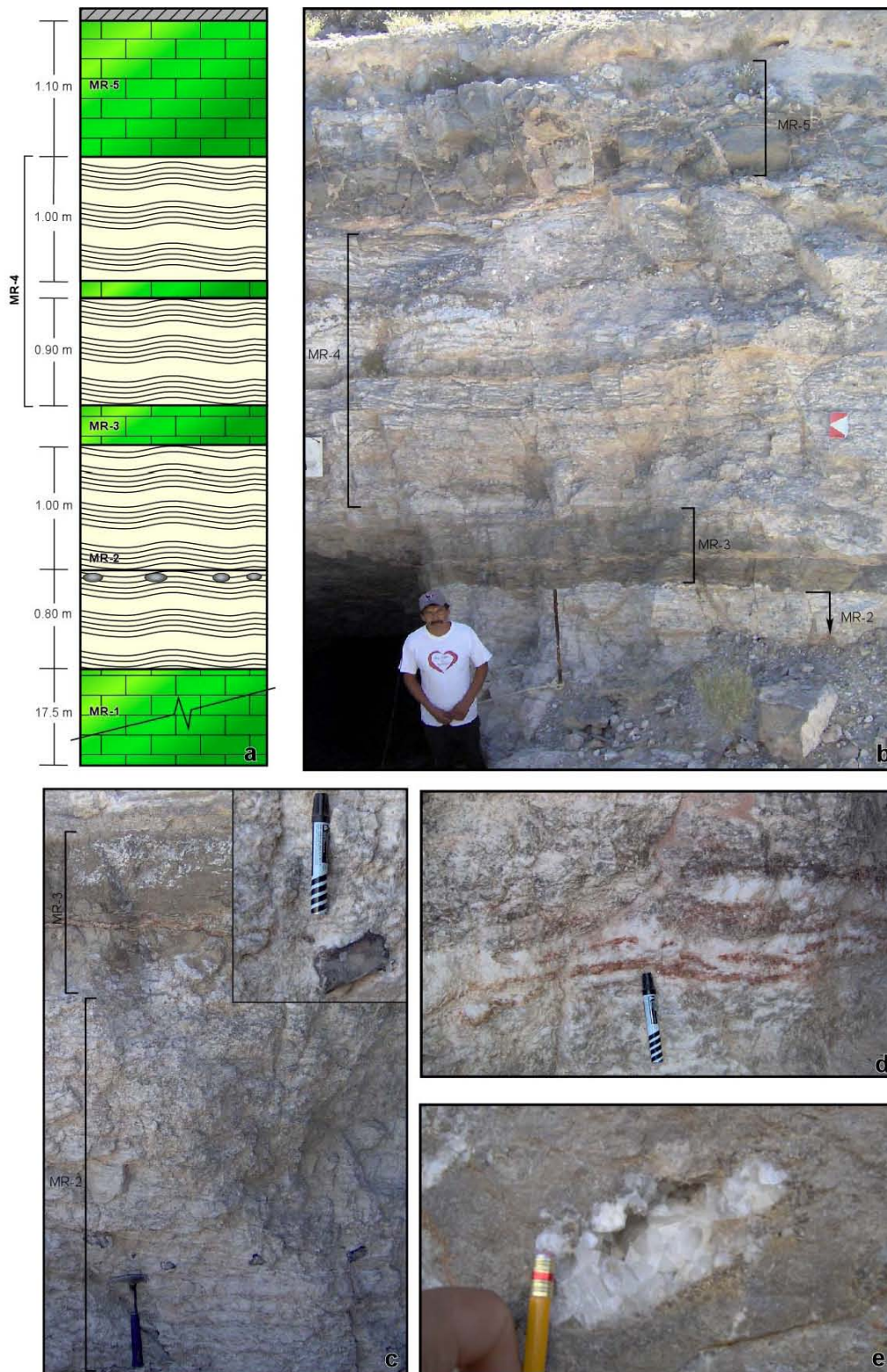


Figura 6.10 Manto Reynosa. a: Sección detallada del manto, mostrando los espesores de las capas MR-1 a MR-5; b: Disposición del manto Reynosa en campo. Dado que la fotografía está tomada de manera oblicua a la extensión del manto, no aparece la base del miembro MR-2; c: Ampliación de los horizontes MR-2 y MR-3, obsérvese la presencia de nódulos de pedernal derivados de la roca original. El recuadro en la parte superior derecha muestra el detalle de uno de los nódulos, a partir del cuál se produce, el desarrollo de cristales de celestina; d: Parte central del miembro MR-2, donde aparecen relictos de roca encajonante altamente oxidados; e: Detalle de la cristalización de celestina dentro de cavidades en la roca encajonante, obsérvese el desarrollo cristalino hacia el interior de la cavidad.

Sección semi-detalle Nivel 1a (Figura 6.11).

Capa LCX1-002 Horizonte mineralizado (40 cm) de celestina en bandas rítmicas alternadas de colores claros y oscuros con espesores entre 3 y 8 cm. Dichas bandas se encuentran formadas por cristales euedrales a subedrales de pocos milímetros hasta 2 cm de largo. El cuerpo se encuentra emplazado concordantemente a la estratificación con caliza cretosa de estratificación media (20-80 cm) al bajo, ligeramente dolomitizada, con cristales secundarios de yeso, y con la misma roca al alto aunque sin sílice.

Capa LCX1-004 Manto mineralizado de celestina (30 a 40 cm) dispuesto en bandas rítmicas de 3 a 5 cm de espesor. La celestina es de color blanco a ligeramente azul perlado y presenta formas subedrales de algunos milímetros hasta 2 cm de largo. Este cuerpo aparece concordante a la estratificación, la cuál es compuesta por un horizonte de evaporitas lagunares de aproximadamente 6 m de espesor, y al alto del manto se encuentran los carbonatos de la Fm. Acatita, en estratos medianos y con escaso pedernal marrón.

Capa LCX1-005 Cuerpo mineralizado de celestina (1.2 m de espesor) concordante a la estratificación y dispuesto en bandas rítmicas de tonos claros y oscuros (\approx 1-5 cm). Las bandas están compuestas por cristales subedrales de celestina de color blanco a blanco perlado de hasta 2.5 cm de largo. Es lateralmente continuo con el manto México y se encuentra encajonado en rocas carbonatadas de la Formación Acatita tanto al bajo como al alto.

Capa LCX1-006 Horizonte mineralizado (35 cm) de celestina en bandas rítmicas con espesores entre 2 y 6 cm. Las bandas se encuentran formadas por cristales subedrales de hasta 2 cm de largo. El cuerpo se encuentra emplazado concordantemente a la estratificación, compuesta por rocas de la Fm. Acatita.

Capa LCX1-007 Manto mineralizado de celestina (80 cm) compuesto por bandas rítmicas de 1 a 6 cm de espesor. La celestina presenta tonalidades entre blancas y ligeramente azul perlada, con cristales subhedrales de tamaño milimétrico hasta 2 cm de largo. El cuerpo aparece concordante a la estratificación, compuesta por las rocas carbonatadas de la Fm. Acatita, de estratos medianos.

Capa LCX1-008 Cuerpo mineralizado de celestina (1 m de espesor) concordante a la estratificación, dispuesto en bandas rítmicas de tonos claros y oscuros (\approx 2-8 cm). Las bandas están compuestas por celestina subedral de color blanco a azul perlado con cristales de hasta 2.5 cm de largo. Es lateralmente continuo con el manto Zanja 1 encajonado en rocas carbonatadas de la Formación Acatita tanto al alto como al bajo del manto.

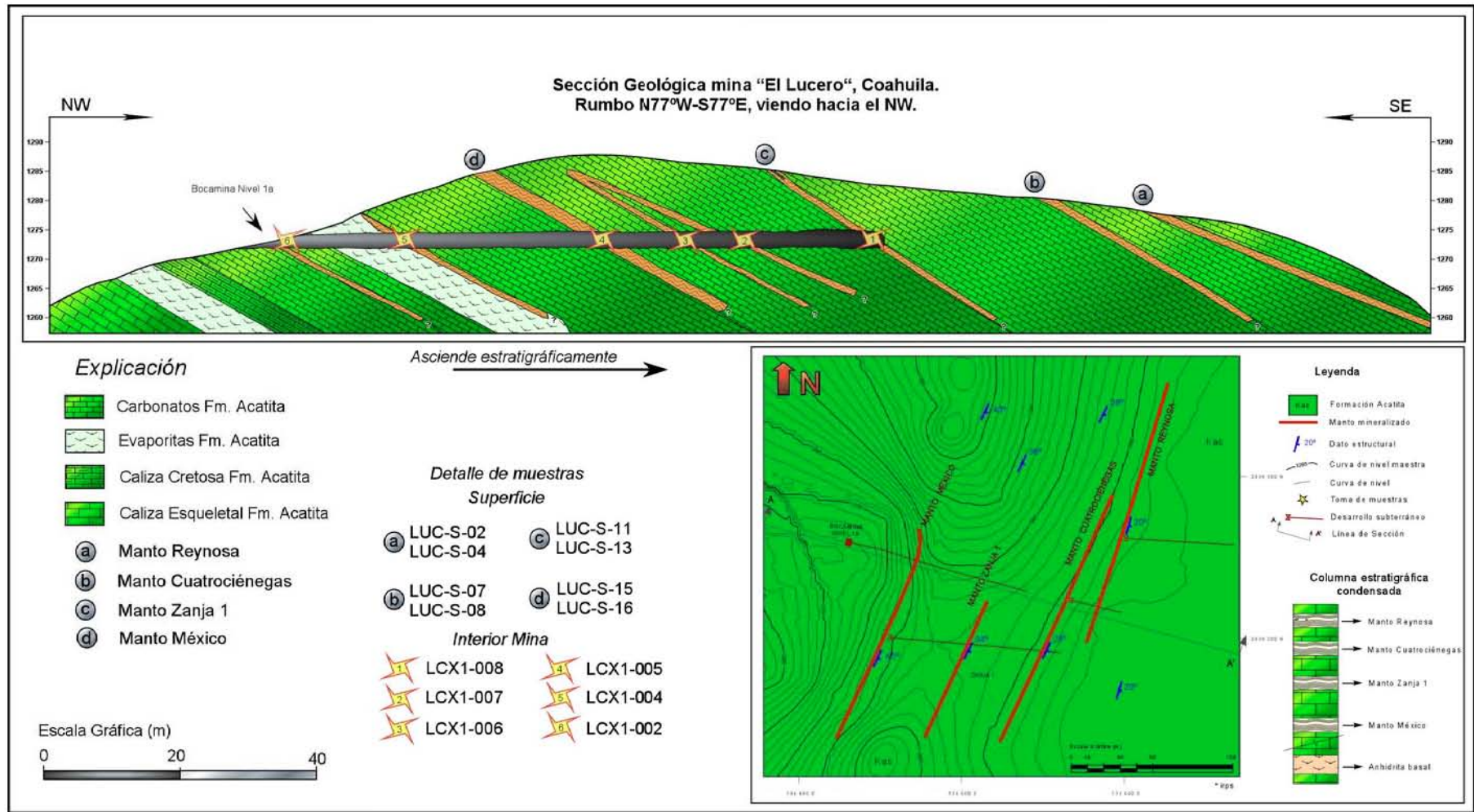


Figura 6.11 Sección geológica de la Mina El Lucero, localizada en la Sierra del Venado, Coahuila. En la parte inferior izquierda aparece el mapa geológico de El Lucero, mostrado en la figura 6.5.

CAPÍTULO VII ANÁLISIS MICROTERMOMÉTRICO DE LOS MANTOS DE CELESTINA EN LA SIERRA DEL VENADO.

7.1 Antecedentes de la microtermometría en los depósitos estratoligados del NE de México.

Existen diversos estudios microtermométricos puntuales en ciertos depósitos estratoligados de fluorita (Tabla 7.1, Figura 7.1). El primero en determinar la temperatura de homogeneización y salinidades de algunos distritos fue Kesler (1974, 1977). Kesler toma a todos los depósitos en el área como derivados de un mismo evento, aunque relaciones de campo permiten observar asociaciones magmáticas o sedimentarias en un mismo distrito (González-Partida, 2002, 2003). González-Partida *et al* (2003) determinaron la presencia de al menos tres tipos de inclusiones fluidas en fluorita (hidrocarburos líquidos, líquidos acuosos y vapor) con temperaturas de homogeneización que varían de 50° a 170° C y salinidades de entre 7% y 15% peso NaCl eq. (Tabla 7.1, Figura 7.1) (González-Partida *et al.*, 2003). Las inclusiones fluidas de los depósitos de celestina presentan datos microtermométricos similares, mientras tanto, la información con respecto a los depósitos estratoligados de barita y Pb-Zn es limitada, aunque ya existen algunos datos preliminares que aportan ideas sobre su génesis (González-Partida, 2003; en preparación) (Tabla 7.1, Figura 7.1).

Tabla 7.1 Datos microtermométricos para los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn en el NE de México.

Autor-Año	Nombre del depósito	Mineral	Temperatura de Homogeneización (°C)	Salinidad (% peso NaCl eq.)
Kesler- 1974, 1977	Distrito El Tule	Fluorita	138 - 166	8.5 - 17.5
Kesler- 1974, 1977	Distrito Santo Domingo	Fluorita	134 - 160	n.d.
Kesler- 1974, 1977	Mina Santa Anita	Fluorita	125 - 162	n.d.
Kesler- 1974, 1977	Mina Las Carmelas	Fluorita	149 - 158	11.8 - 15.0
Kesler- 1974, 1977	Mina La Cuchilla	Fluorita	110 - 120	n.d.
Kesler- 1974, 1977	Mina Los Fresnos	Fluorita	222 - 281	n.d.
Kesler- 1974, 1977	Mina Fátima	Fluorita	192 - 272	13.8
Kesler- 1974, 1977	Mina El Nueve	Fluorita	155 - 160	18.2 - 13.8
Kesler- 1974, 1977	Mina El Triángulo	Fluorita	128 - 158	n.d.
González-Partida et al.- 2003	Mina El Triángulo	Fluorita	112 - 138	11.0 – 15.0
González-Partida et al.- 2003	Mina La Purísima	Fluorita	50 - 155	5.7 – 18.3
González-Partida et al.- 2003	Mina La Víbora	Celestina	82 - 104	10.1 – 12.5
González-Partida et al.- 2003	Mina El Venado	Celestina	85 - 105	6.9 – 13
González-Partida et al.- 2003	Mina El Volcán	Celestina	70 - 99	11.0 – 13.9
Villareal-Fuentes- en preparación	Distrito Alamitos	Celestina	64 - 120	4.0 – 16.0
Puente-Solís - este trabajo	El Lucero	Celestina	50 - 120	4.18 – 14.77
González-Partida - en preparación	Barosa	Barita	50 - 110	0 – 2.2
González-Partida - en preparación	Distrito La Virgen	Pb-Zn	76 - 150	6.8 – 21.5

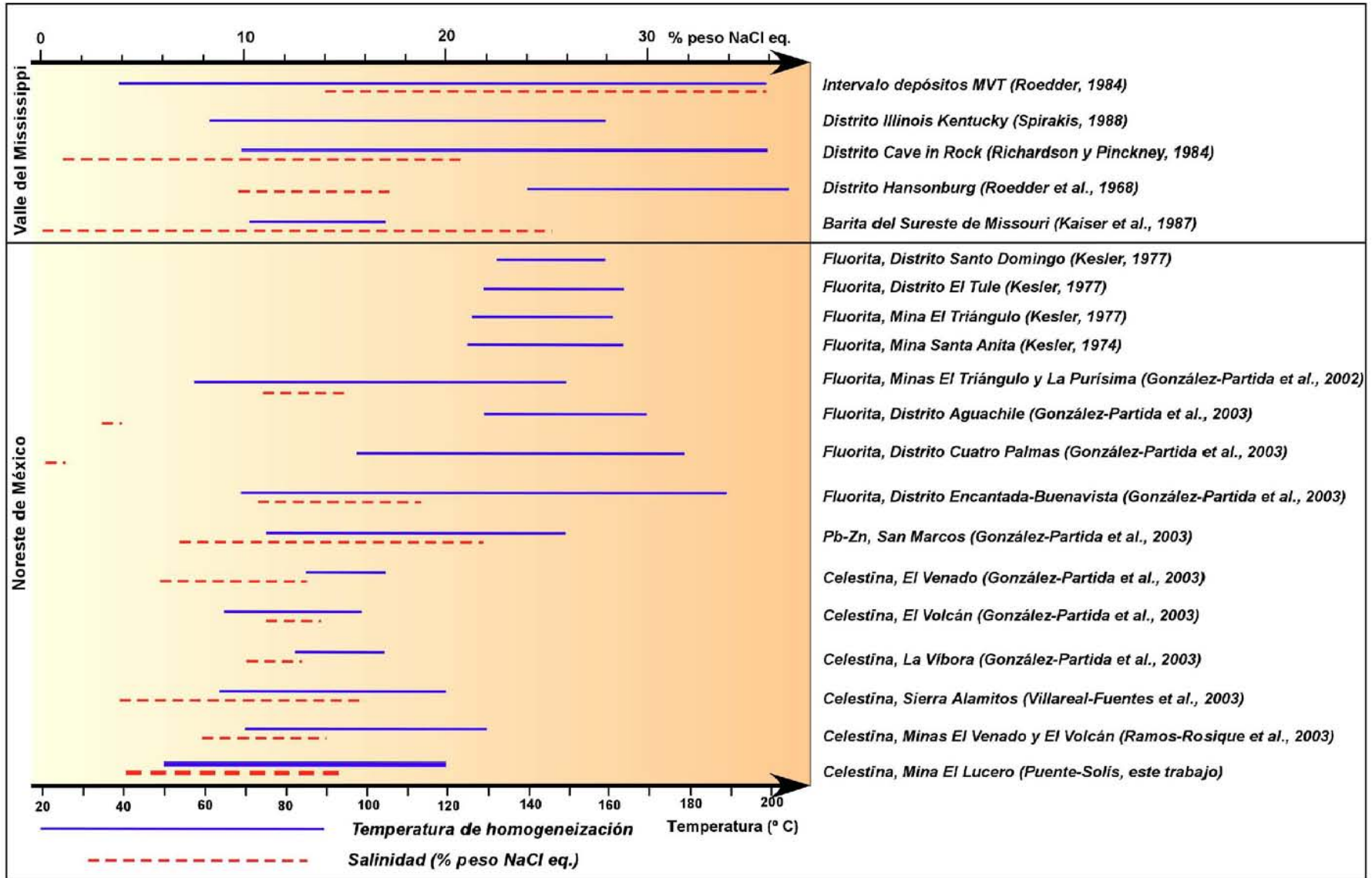


Figura 7.1 Compilación de datos microtermométricos obtenidos en los depósitos del noreste de México vs. distritos MVT s.s. en el Valle del Mississippi.

7.2 Petrografía de inclusiones fluidas en la mina El Lucero

Se seleccionaron y analizaron 138 inclusiones fluidas, 134 inclusiones fluidas bifásicas en celestina y 4 inclusiones monofásicas en yeso. En estas últimas sólo se determinó la salinidad. En la mina El Lucero se tomaron 14 muestras de celestina, 8 de ellas en superficie y el resto en interior de mina (nivel 1A). La toma de muestras en superficie fue restringida a 4 mantos mineralizados (3 de ellos en explotación actual) debido a que cada uno de ellos presentan horizontes (superior e inferior) con texturas variables, de las cuales la textura en bandas rítmicas es la principal. La muestra de yeso se tomó en la base de la secuencia expuesta (figura 7.2), y el muestreo en el interior de la mina se enfocó a los mantos mineralizados, que presentan espesores entre 0.35 m a 1.2 m con texturas en bandas rítmicas exclusivamente.

El número de mediciones en cada muestra fue variable (5 a 19), debido a la poca cantidad de especímenes aptos para la medición y a la propia estructura cristalina de la celestina (cruce en 3 direcciones). Las inclusiones bifásicas estaban alojadas en los planos de crecimiento de los cristales de celestina, en coexistencia con inclusiones bifásicas. La mayoría de las inclusiones en celestina presentan formas redondeadas, subredondeadas a ligeramente elipsoidales, mientras que las inclusiones en yeso, presentan formas tabulares, rectangulares, alargadas hacia el plano de crecimiento cristalino; presentan un tamaño de $\approx 10 \mu\text{m}$, con una relación volumétrica L_w / V (líquido/vapor) de 0.90 (Figura 7.3). Cabe indicar que aunque no se midieron inclusiones secundarias y/o pseudosecundarias, éstas son observadas en los planos de fractura de los cristales.

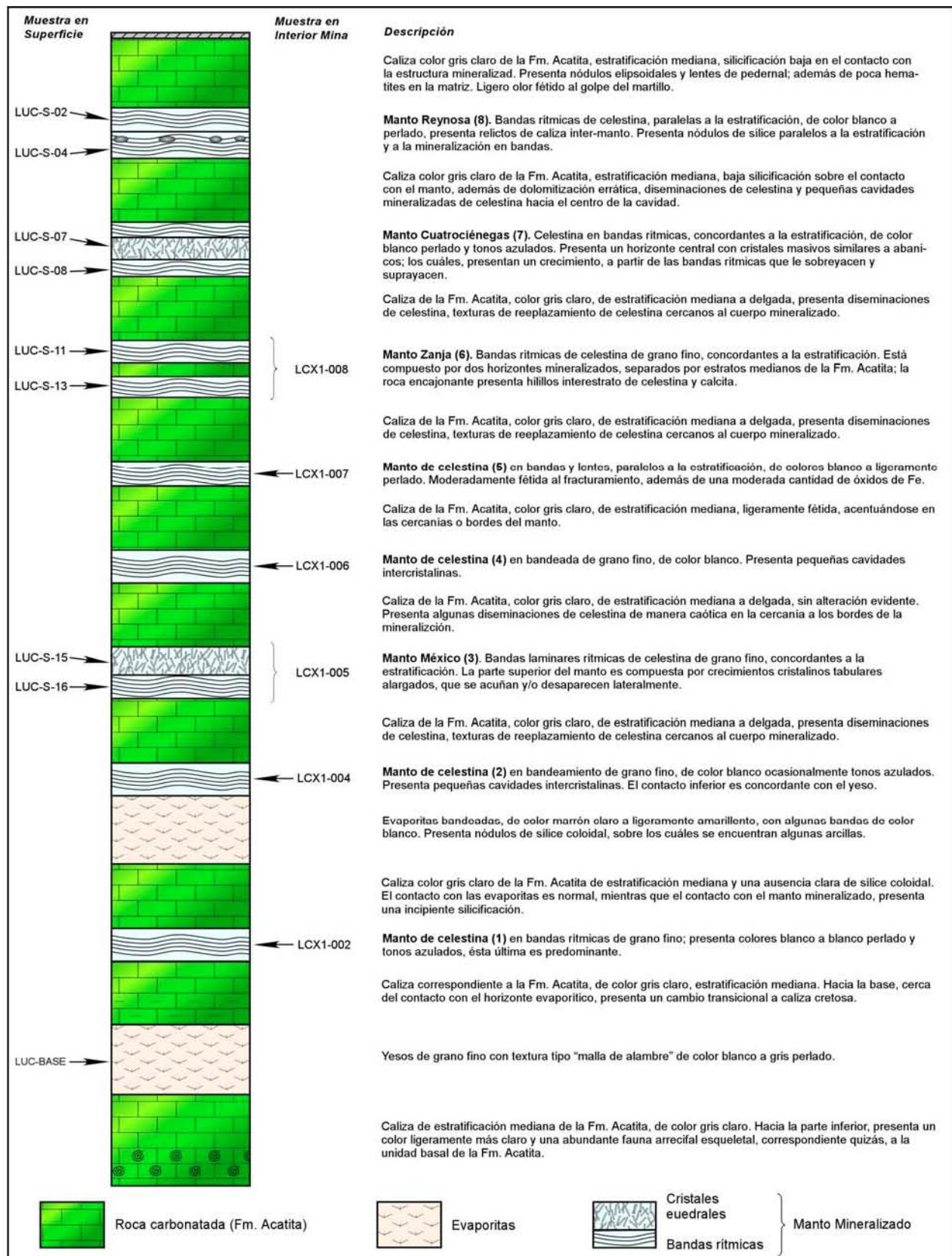


Figura 7.2 Columna estratigráfica condensada de la mina El Lucero. El muestreo para inclusiones fluidas está detallado a la derecha e izquierda de la columna, representando respectivamente especímenes en superficie y en interior mina. En la descripción se le asignó un número a cada manto, dependiendo de su posición estratigráfica, para el mejor entendimiento de las figuras que continúan en el texto.

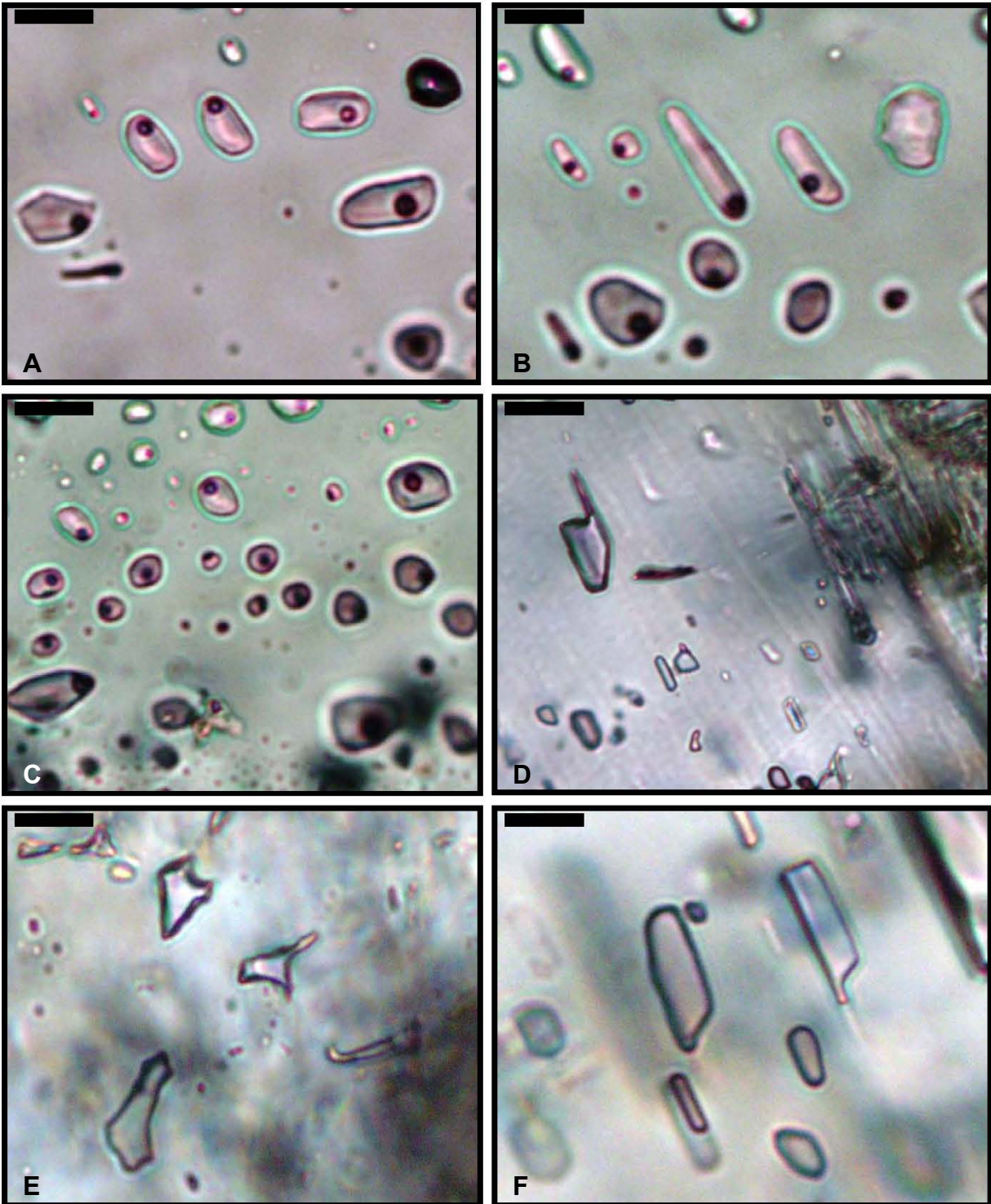


Figura 7.3 Petrografía de inclusiones fluidas. A,B y C, muestran abundantes inclusiones bifásicas en celestina (redondeadas a elipsoidales) y su coexistencia con inclusiones monofásicas en el mismo plano; D, E y F, exponen las inclusiones monofásicas en yeso de la Fm. Acatita, donde solo pudo determinarse la salinidad del fluido. El rectángulo negro en la parte superior izquierda de cada una de las fotografías representa 10 μm .

7.3 Resultados del análisis microtermométrico.

Los resultados obtenidos, en la medición de las temperaturas de homogeneización y salinidad en

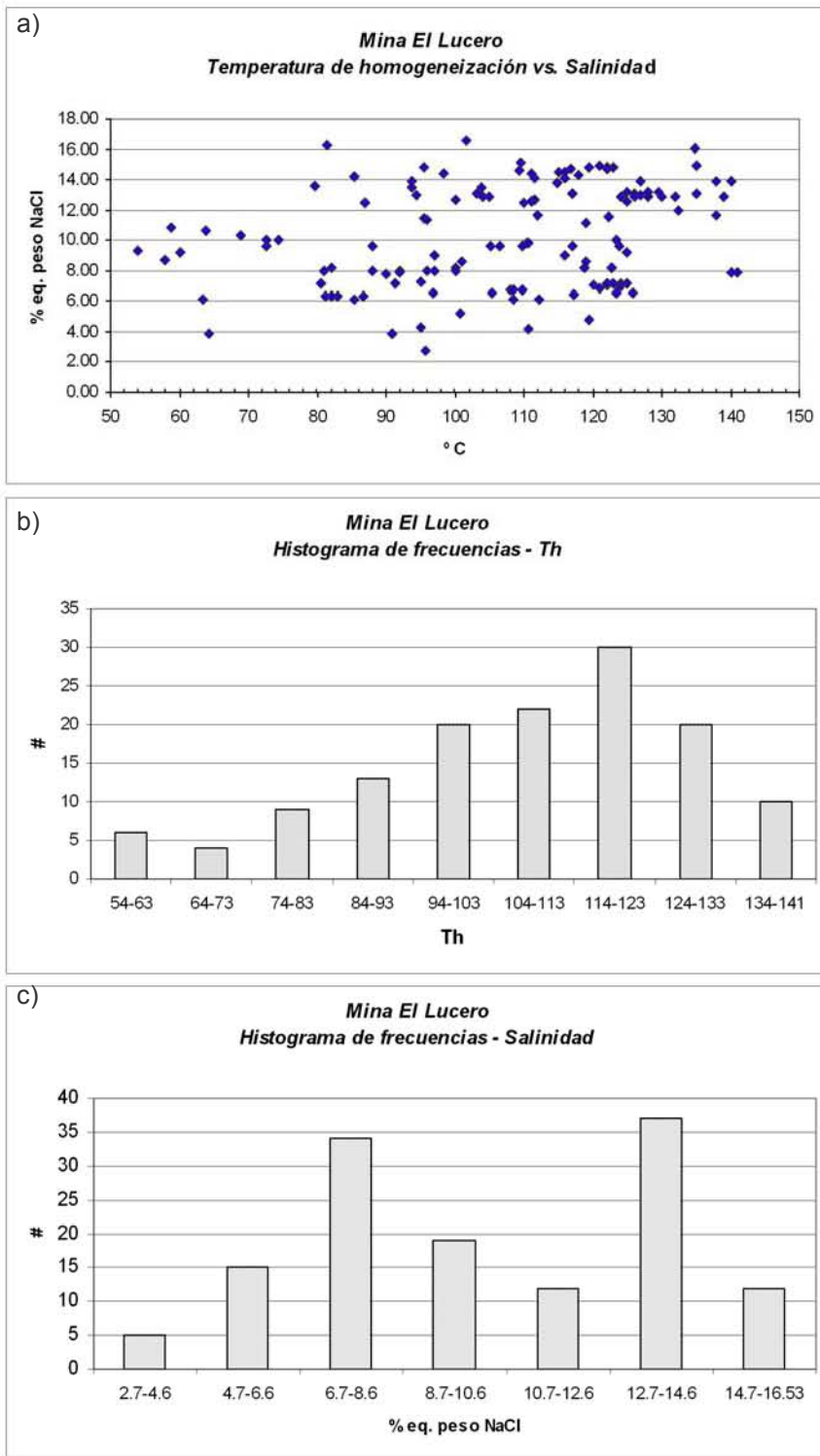


Figura 7.4 Gráficos de las medidas microtermométricas en El Lucero. a) Diagrama Temperatura de homogeneización *versus* Salinidad; b) Histogramas de frecuencias para T_h ; c) Histograma de frecuencias para los datos de salinidad.

los cuerpos mineralizados de la mina El Lucero, están sintetizados en la tabla 7.2. Los fluidos implicados en la generación de los cuerpos mantiformes de celestina, pueden ser caracterizados mediante un diagrama temperatura de homogeneización (T_h) *versus* Salinidad (% peso NaCl eq.), mostrado en la figura 7.4a; además de éste diagrama, se muestran los histogramas de frecuencia para T_h y salinidad (Figura 7.4b y 7.4c).

Las mediciones de las temperaturas de homogeneización (T_h) en El Lucero, varían desde 54° a 141°C, concentrándose en una campana de Gauss entre 94° y 133°C, con un máximo en el intervalo de 114°-123°C, que también muestra una distribución normal de asimetría negativa (sesgo a la derecha). Observando el histograma de frecuencia para la salinidad, se distinguen claramente dos grupos modales (frecuencia \approx 35), el primero entre 6.7 y 8.6% peso NaCl eq. y el segundo entre 12.7 y 14.6% peso NaCl eq.

Estos datos microtermométricos pueden decir poco acerca del comportamiento de los fluidos, ya que simplemente son valores graficados sin tomar en cuenta la posición estratigráfica de la muestra analizada. Para distinguir el comportamiento de los fluidos, partiremos de lo general a lo particular; debido que agrupando los datos mediante perspectivas diferentes, también observamos aspectos interesantes para la interpretación.

Se agruparon los datos microtermométricos obtenidos de los cuerpos que afloran en la superficie, observando una variación en T_h de 79° a 135°C, así como una variación en la salinidad de 6.38% a 16.6 % peso NaCl eq. Un rasgo que hay que destacar de éste conjunto es su bimodalidad en ambas componentes, arrojando dos máximos en T_h en los intervalos 89°- 98° (f=15) y 119°- 128° (f=24), así como los máximos en salinidad en los rangos 6.8 - 7.7% peso NaCl eq. (f=13) y 12.8 - 13.7% peso NaCl eq. (f=20) (Figura 7.5). También fueron agrupados los datos en los cuerpos mineralizados, cortados en el nivel 1a, en el interior de la mina (Figura 7.6), de los cuales también se pueden observar que la temperatura de homogeneización varía de 54° a 141°C, con un máximo de frecuencia en los intervalos 99°-113° y 114°-128°C (f=13); mientras que la salinidad, presenta una amplia variación desde 2.7 a 14.97% peso NaCl

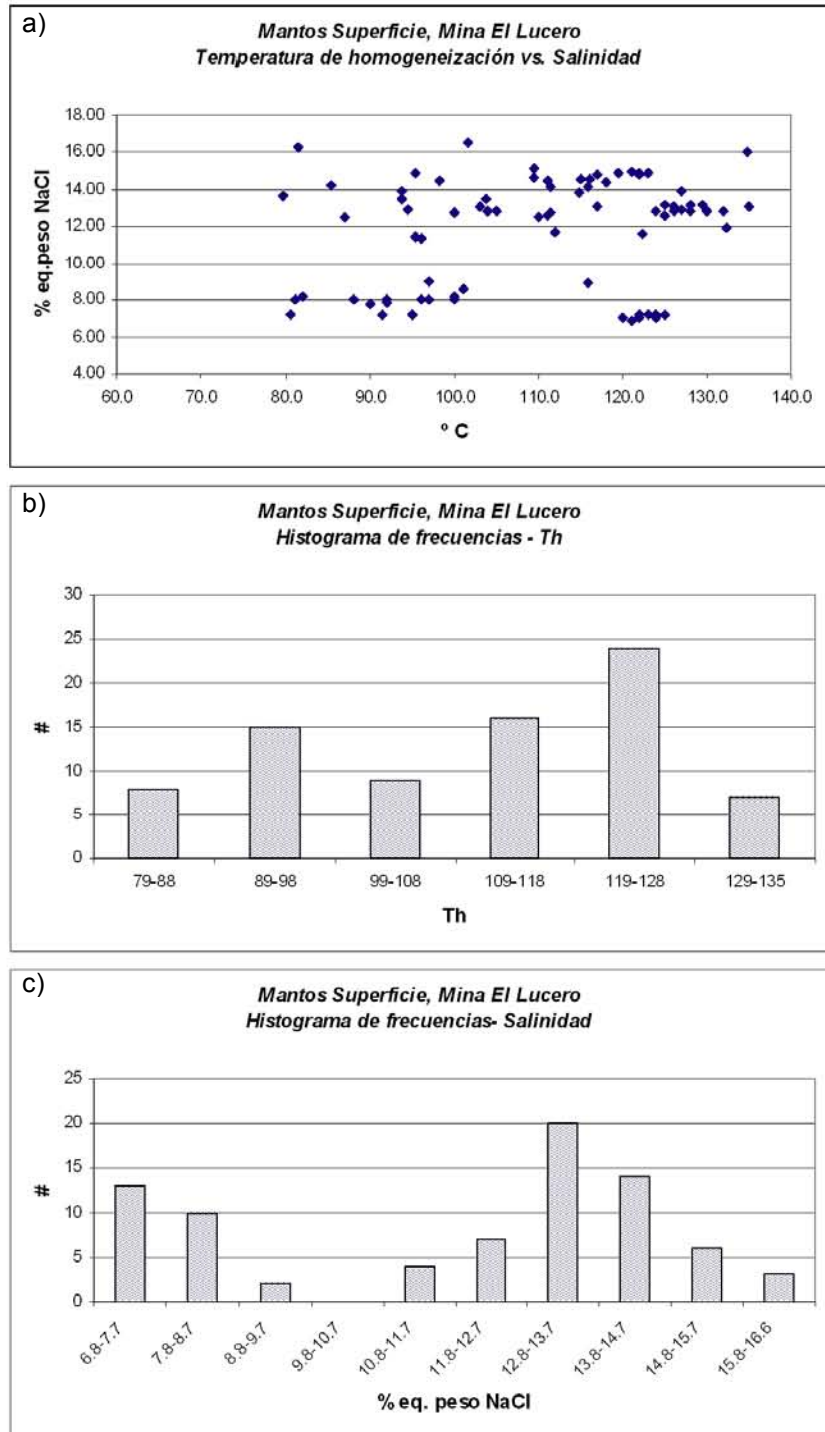


Figura 7.5 Gráficos de las medidas microtermométricas de los mantos en superficie de la mina El Lucero. a) Diagrama Temperatura de homogeneización versus Salinidad; b) Histogramas de frecuencias para T_h ; c) Histograma de frecuencias para los datos de salinidad.

eq. mostrando dos máximos en los intervalos 4.7 - 6.6% peso NaCl eq. ($f=15$) y 8.7 - 10.6% peso NaCl eq. ($f=17$).

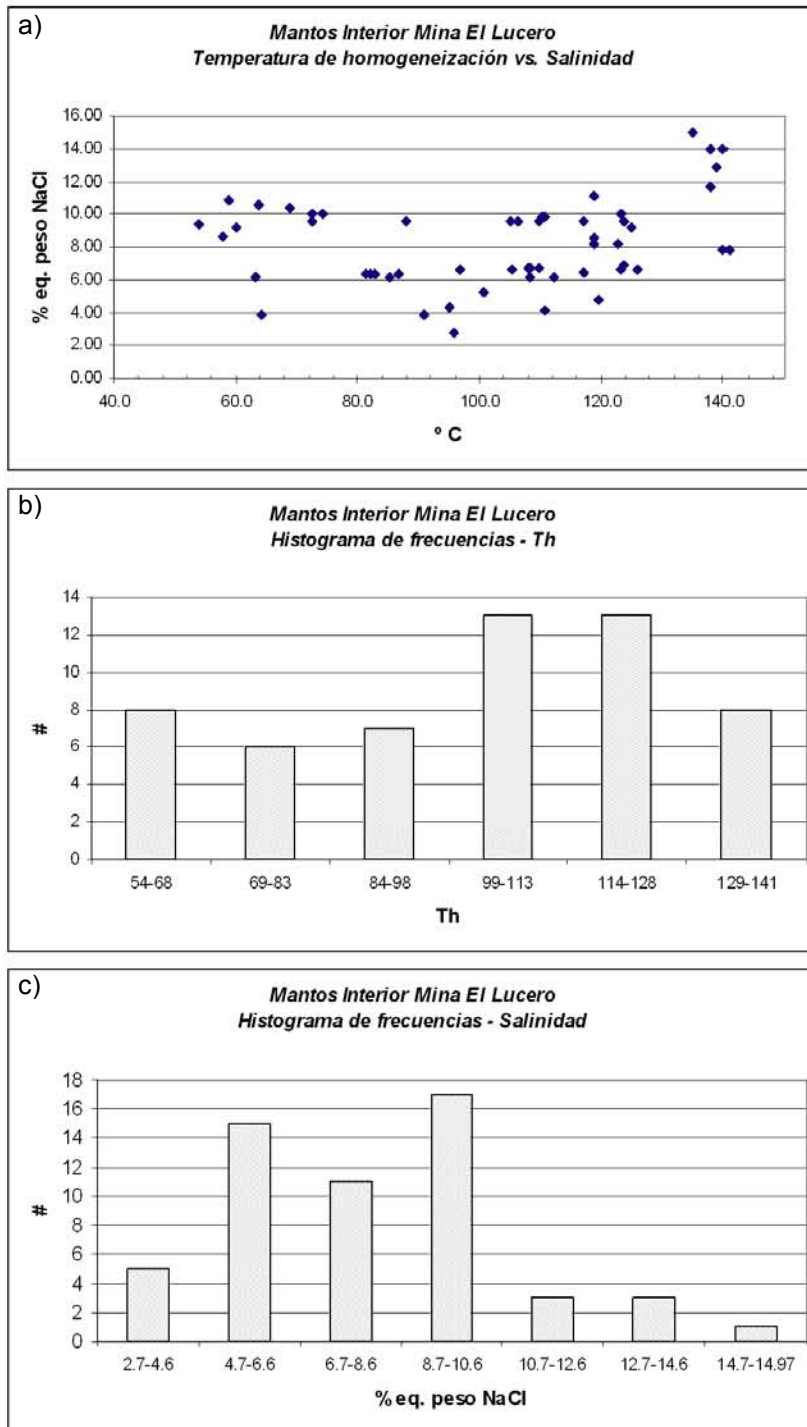


Figura 7.6 Gráficos de las medidas microtermométricas de los mantos cortados en el nivel 1A, interior mina El Lucero. a) Diagrama Temperatura de homogeneización versus Salinidad; b) Histogramas de frecuencias para T_h ; c) Histograma de frecuencias para los datos de salinidad.

Una observación que hay que hacer notar es la variación lateral (en T_h y salinidad) de los cuerpos mineralizados ya que, aunque no todos los mantos en superficie fueron cortados por el nivel 1A, los que si lo hicieron (Figuras 6.11; 7.2 y 7.7; muestras LCX1-005 y LCX1-008), presentan temperaturas de homogeneización sensiblemente menores que los mantos muestreados en superficie. En lo que respecta a la salinidad, no se observa un comportamiento claro, ya que en el cuerpo “Zanja 1” la salinidad es similar (al menos en el horizonte inferior) al muestreo en interior de mina (muestra LCX1-008), mientras que en el manto México (superficie) la salinidad es mucho mayor que el muestreo en interior de mina (muestra LCX1-005) (Figura 7.7).

Como información adicional del análisis, en la parte inferior de la figura 7.7 (muestra LUCERO-BASE; Figura 7.2), se encuentra el valor central de la salinidad en las evaporitas de formación (promedio= 3.2% peso NaCl eq.; $n=4$). Estos datos no fueron involucrados en las gráficas anteriores.

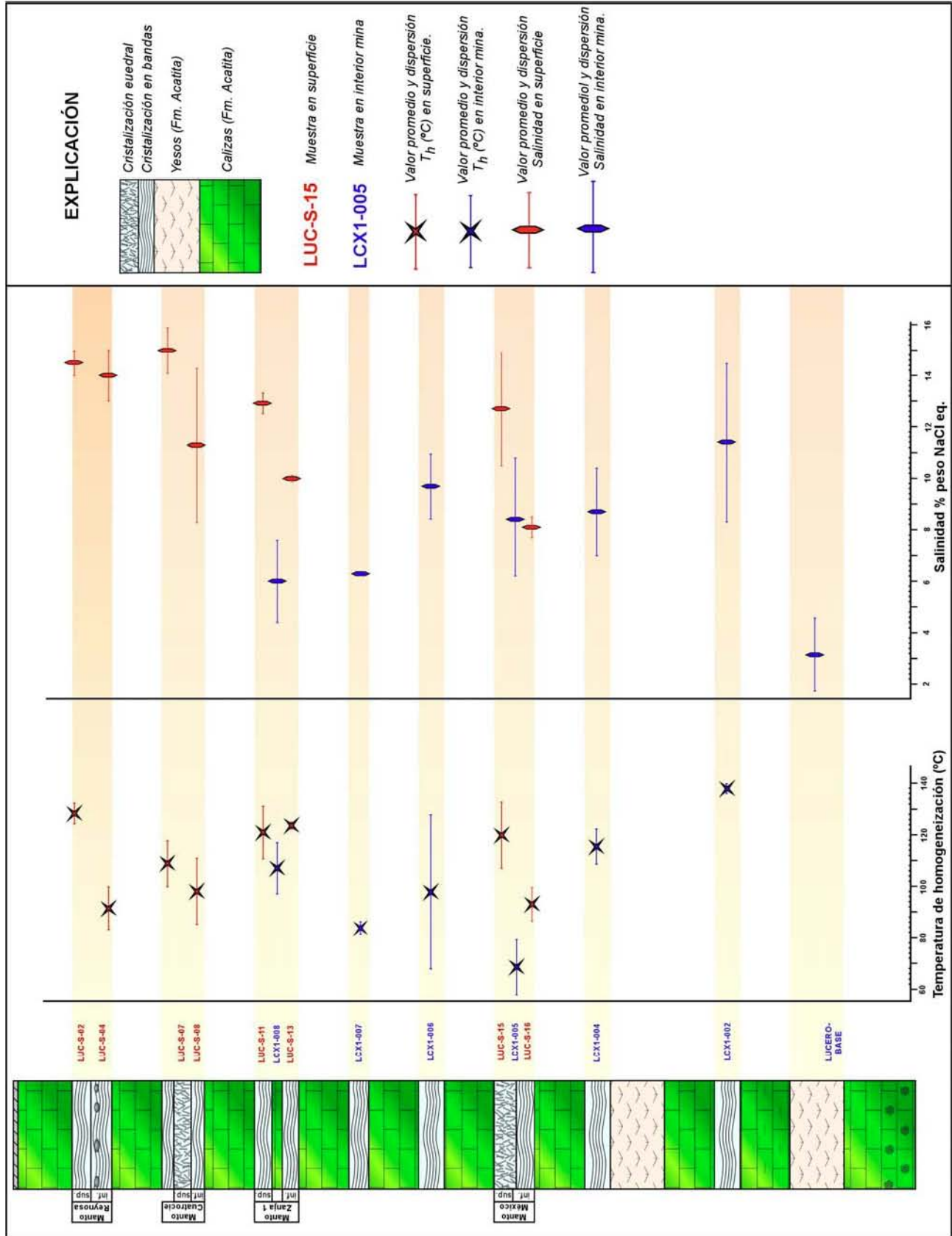
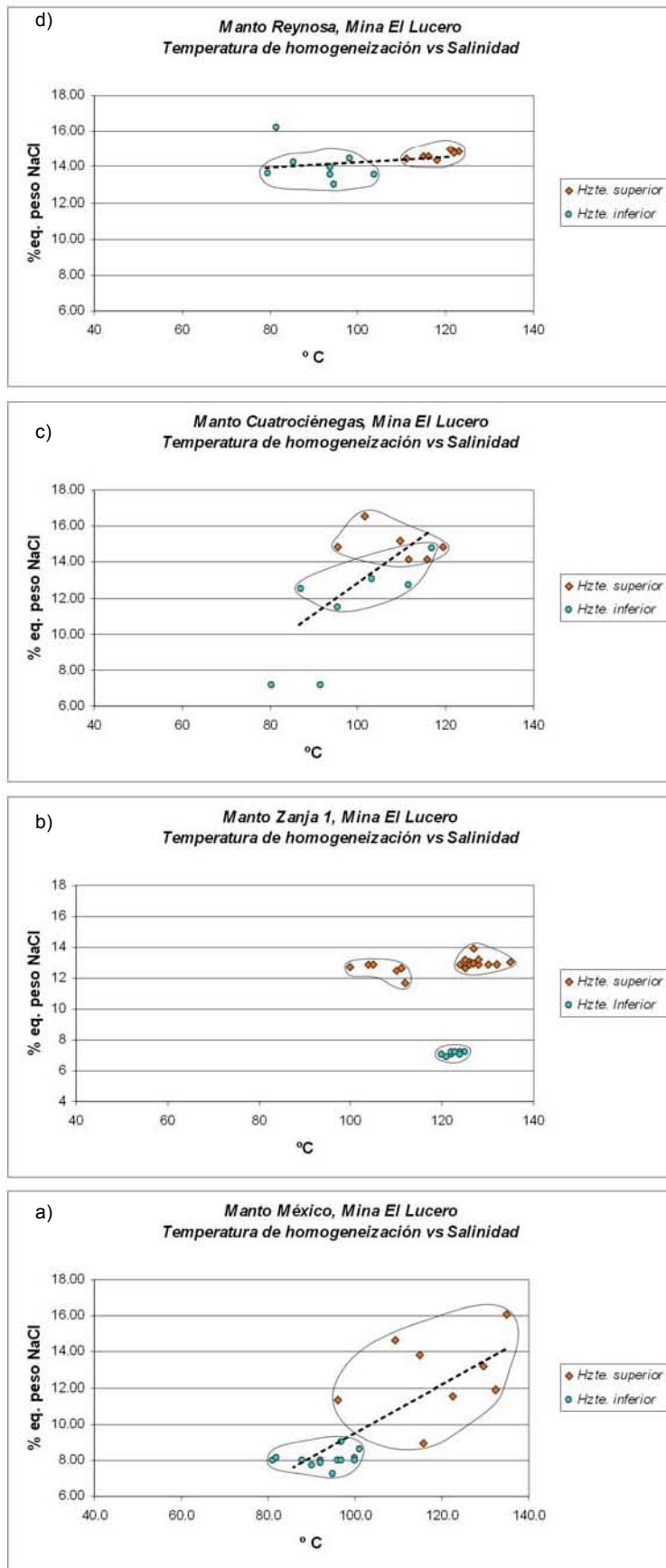


Figura 7.7 Posición estratigráfica vs. Temperatura de homogeneización y Salinidad. Para observar la descripción detallada de la columna, refiérase al capítulo VI del presente trabajo.



Cada uno de los mantos (México, Zanja 1, Cuatrociénegas y Reynosa) presenta dos horizontes mineralizados separados por diferentes texturas e inclusive relictos de roca encajonante (Figuras 6.11, 7.2, 7.7).

Las muestras del manto México, presentan valores promedio de 103.2°C en T_h y 9.8% peso NaCl eq. en salinidad y variaciones en la temperatura de homogeneización de 81° a 134°C , así como en salinidad entre 7.2% a 16% peso NaCl eq. Los valores promedio de T_h y salinidad para el horizonte superior son 118°C y 14.5 % peso NaCl eq., mientras que para el horizonte inferior son de 91°C y 14% peso NaCl eq. (Figura 7.8a). El comportamiento en el manto México exhibe diferencias sensibles en T_h y salinidad lo que podría sugerir es la presencia de dos fluidos distintos y un componente menor de dilución, esto último de acuerdo a la línea general de tendencia (Figura 7.8a).

El manto Zanja 1 presenta un promedio en T_h de 122°C variando entre 100° y 135°C , y un promedio en salinidad de 11% peso NaCl eq. Variando de 6.9% a 13.9% peso NaCl eq. Ahora bien, tomando independientemente los datos de cada horizonte, el superior presenta valores promedio de

Figura 7.8 Diagramas T_h vs. Salinidad de los mantos en superficie. Los cuatro diagramas están colocados de acuerdo a su posición estratigráfica. Véase la leyenda al margen derecho de cada una de las gráficas. La línea segmentada, indica la tendencia.

121°C y 12.9% peso NaCl eq., mientras que el inferior exhibe un promedio en T_h casi similar al horizonte superior (123°C), observando en salinidad un cambio importante con valores promedio cercanos al 7% peso NaCl eq., evidenciando la presencia de dos fluidos de diferente salinidad, uno formando parte del miembro superior y el otro del miembro infrayacente (Figura 7.8b).

Tabla 7.2 Resumen de los datos microtermométricos de inclusiones fluidas para la Sierra del Venado, Coahuila.

	Muestra	n	Rango T_h (°C)	T_h promedio (°C)	Rango T_f (°C)	Promedio T_f (°C)	Rango Salinidad % eq. Peso NaCl	Promedio Salinidad % eq. Peso NaCl
Superficie	LUC-S-02	9	111 a 123	118	-9.2 a -11.0	-10.5	13. a 14.9	14.5
	LUC-S-04	8	81 a 103	91	-9.1 a -12.3	-10.2	12.9 a 16.2	14.1
	LUC-S-07	6	95 a 115	109	-10.2 a -12.6	-11.0	14.1 a 16.5	15.0
	LUC-S-08	7	80 a 116	98	-4.5 a -10.8	-8.0	7.1 a 14.7	11.3
	LUC-S-11	19	100 a 135	121	-8.0 a -10.0	-9.0	11.7 a 13.9	12.9
	LUC-S-13	9	120 a 125	123	-4.3 a -4.5	-4.4	6.8 a 7.1	7.1
	LUC-S-15	8	96 a 134	119	-5.8 a -12.1	-9.0	8.9 a 16.0	12.7
LUC-S-16	13	81 a 101.0	93	-5.5 a -5.8	-5.1	7.2 a 9.0	8.1	
Interior de mina	LCX1-002	8	135 a 141	139	-5.0 a -11.0	-7.9	7.8 a 14.9	11.4
	LCX1-004	8	106 a 124	115	-2.9 a -6.5	-6.5	4.8 a 9.8	8.7
	LCX1-005	8	54 a 88	68	-2.3 a -6.6	-5.6	3.8 a 10.0	8.4
	LCX1-006	10	58 a 123	97	-4.3 a -7.5	-6.4	6.8 a 11.1	9.7
	LCX1-007	5	81 a 86	83	-3.8 a -3.9	-3.9	6.1 a 6.3	6.3
	LCX1-008	16	90 a 125	107	-1.6 a -6.3	-3.7	2.7 a 9.6	6.0
	LUC-BASE	4	indeterminada	-----	-2.4 a -5.3	-3.2	4.0 a 8.2	5.6

Explicación. n=número de inclusiones fluidas medidas; T_h =temperatura de homogeneización; T_f = temperatura de fusión del hielo.

Datos obtenidos para todo el manto Cuatrociénegas indican valores promedio para T_h de 103°C y para salinidad de 13% peso NaCl eq. y presentan variaciones de 80° a 116°C y 7.1% a 16.5% peso NaCl eq. Discriminando los valores obtenidos por cada horizonte obtenemos para el miembro superior valores promedio de 108.9°C y 15% peso NaCl eq.; mientras que los datos centrales para el miembro inferior son 98°C y 11.3% peso NaCl eq. La figura 7.8c muestra un traslape entre los campos correspondientes a ambos horizontes (mas evidente en T_h , que en salinidad). También, la línea de tendencia pudiera indicarnos una dilución somera, resultando en fluidos ligeramente más calientes y más salinos.

El manto Reynosa presenta valores promedio en T_h de 105°C y para la salinidad de 14.2% peso NaCl eq., con variaciones en T_h de 79°C a 123°C y en salinidad de 12.9% a 16.2% peso NaCl eq. Manejando los datos de cada horizonte por separado, el miembro superior del manto Reynosa presenta un T_h promedio de 118°C y 14.5% peso NaCl eq., mientras que el horizonte inferior exhibe un promedio en T_h de 91°C y 14% eq. peso NaCl, evidenciando un fluido isosalino o con pocas variaciones de salinidad. La línea de tendencia en este manto tiende a la horizontalidad (Figura 7.8d) es decir, los campos generados de cada horizonte se agrupan en diferentes rangos de T_h aunque la salinidad es prácticamente la misma entre ambos miembros; estos rasgos pudieran representar la presencia de fluidos ligeramente más calientes conforme se asciende estratigráficamente.

Las muestras tomadas en superficie presentan un rasgo interesante a discutir, el cuál no es observable en las muestras de interior de la mina (Figura 7.7 y 7.8). Exhiben diferencias en salinidad y en la temperatura de homogeneización casi de manera general, presentando fluidos más salinos y más calientes en los horizontes superiores de cada uno de los cuerpos mineralizados (escala local o manto), así mismo, se presenta el mismo comportamiento de los fluidos conforme se asciende dentro de la secuencia estratigráfica expuesta de la mina El Lucero (Figuras 7.7 y 7.8). Este comportamiento podría sugerir la presencia de dos fluidos de diferente temperatura de homogeneización y salinidad (Figura 7.8c) los cuáles sufrieron una mezcla o dilución (Figuras 7.8a, 7.8b y 7.8d) en diferentes grados.

Para las muestras tomadas en interior de la mina, las temperaturas de homogeneización y salinidad graficadas en la figura 7.7 no presentan un comportamiento claro, ya que exhiben disminuciones e incrementos de los valores promedio y dispersiones amplias que dificultan la interpretación, aunque, cabe indicar que la salinidad presenta variaciones menores en comparación de la Th.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

México fue en el año 2004 el 1^{er} productor mundial de celestina, 2^o de fluorita, 5^o de barita, y 6^o en Plomo-Zinc (Secretaría de Economía, 2004). Aunque poca cantidad de la producción minera de Pb-Zn en el país proviene de los yacimientos estratoligados similares a los “*Mississippi Valley-type*” (*MVT*), ésta tipología define de forma mayoritaria los yacimientos de celestina, fluorita y barita. En el noreste de México, hasta la fecha no se ha descrito formalmente una provincia de ésta tipología, a pesar de las semejanzas en la geología, tectónica y ambiente de depósito que comparten tanto los depósitos del valle del Mississippi como los yacimientos estratoligados en el Noreste de México.

Los depósitos en el noreste de México se han considerado bajo el enfoque de diversos tipos de mineralización desde hace décadas, aunque se asociaba comúnmente su formación con un cuerpo magmático a profundidad, siendo denominados teletermales; e, inclusive, se consideraron derivados de la precipitación directa del agua marina (argumentando un singenetismo). Parte de estas ideas fueron respaldadas por Kesler (1974, 1977), ya que relaciona los cuerpos de fluorita del norte de Coahuila a una amplia zona de rocas ígneas alcalinas del Terciario medio que se extiende desde el *Big Bend* en Texas hasta Tampico. Cabe señalar, sin embargo, que estas rocas ígneas no están expuestas en muchos de los distritos de fluorita, al menos en México. En el noreste de México existen diferencias litológicas regionales para cuestionar un origen magmático de la gran mayoría de los depósitos de celestina, barita fluorita y Pb-Zn en una zona tan extensa. Así, el emplazamiento de depósitos estratoligados, vetas, skarns y stockworks en estos depósitos del noreste de México se encuentran en rocas carbonatadas del Cretácico, mientras que depósitos similares del Oeste de Texas y Nuevo México están emplazados en rocas del Terciario medio y tardío, relacionados a la provincia magmática alcalina Trans-Pecos (Clark *et al.*, 1982). En Coahuila, además, la mayoría de los depósitos son epigenéticos y estratoligados, se encuentran en rocas sedimentarias formadas en ambientes evaporíticos (formaciones Acatita y La Virgen) y en calizas arrecifales (formaciones Aurora y Cupido) del Cretácico inferior.

Los depósitos estratoligados considerados en este estudio presentan similitudes a los yacimientos *MVT*, tales como: (1) una morfología en mantos y lentes, (2) la concordancia a la estratificación, (3) el emplazamiento en rocas evaporíticas y carbonatadas de plataforma, y (4) la variabilidad de texturas, que incluye desde remplazamientos coloidales hasta cristalizaciones euedrales en forma radial, bandas rítmicas de mineralización y la presencia de cavidades u oquedades rellenas en la estructura mineralizada. El carácter epigenético de los cuerpos es evidenciado por determinadas texturas como: (a) estilolitas rellenas por sulfatos (Ba, Sr) y fluorita, (b) fósiles reemplazados por celestina, (c) sulfatos relleno vetas en la roca encajonante, (d) crecimientos cristalinos en cavidades de la roca encajonante (hacia el centro del hueco), (e) crecimiento de cristales a partir de la roca parcialmente reemplazada en ritmitas (bandas oscuras), así como (f) rellenos de cavidades, (g) karsts hidrotermales o depósitos karsticos de Plomo-Zinc.

Debido al tipo de información aportada en este trabajo, la discusión se ha segmentado en dos partes: la primera parte está enfocada a la obtención de tendencias regionales de las mineralizaciones, y la segunda parte está enfocada en la caracterización de los fluidos mediante microtermometría de inclusiones fluidas en los cuerpos mineralizados de celestina de la mina “El Lucero”.

A) *Distribución Regional de los Yacimientos*

Los cuerpos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn, muestran un zoneamiento regional para el NE de México. Dicho zoneamiento o distribución preferencial está fuertemente ligado a los elementos paleotectónicos y/o paleogeográficos que se establecieron durante el Triásico-Jurásico a raíz de la apertura del proto-Golfo de México. Esta apertura instauró altos y bajos de basamento que controlaron los patrones de depósito sedimentario durante el Mesozoico, así como la distribución de las facies sedimentarias de las cuencas asociadas a dichos elementos. Tomando la base de datos y los mapas de distribución generados (ver Anexos 1 a 5), se observan concentraciones de yacimientos controladas por metalotectos específicos. A pesar de que los yacimientos tienden a agruparse en áreas específicas de los altos y bajos de basamento, y/o a fallamiento regional, algunos depósitos no se ajustan a un control tectónico y/o paleogeográfico simple. Por otro lado, el zoneamiento regional observado no es particular para los cuerpos estratoligados en el NE de México, ya que han sido documentadas distribuciones diferenciales de la solución sólida barita-celestina en escalas desde micras hasta centenares de kilómetros (Starke, 1964; Hanor, 1966; Buckhard, 1978; Breit et al., 1990), pudiendo ser debido a diferencias de composición en las rocas que aportaron los metales (Hanor, 1966).

Los depósitos de barita en el área de estudio son los menos abundantes. Éstos están concentrados en la parte interna de la cuenca de Sabinas, emplazados en rocas evaporíticas y carbonatadas de plataforma correspondiente a las formaciones Cupido y La Virgen (Neocomiano Tardío-Barremiano). La mayoría de ellos están asociados (al menos espacialmente) con mineralizaciones estratiformes de Pb-Zn que cubren estratigráficamente a los cuerpos de barita. De manera análoga, los cuerpos estratoligados de celestina tienden a instalarse en rocas carbonatadas de plataforma del Albiano correspondientes a las formaciones Aurora y en su facies evaporítica (Fm. Acatita), presentándose en mayor cantidad que los depósitos de barita. También aparecen depósitos de celestina alineados sobre el borde occidental del lineamiento Torreón-Monterrey. La conducta de alinearse regionalmente, se observa fuertemente en los depósitos de fluorita ya que ocurren a lo largo del borde de la plataforma del Burro-Salado, encajonada en rocas del Grupo Washita (Albiano Tardío-Cenomaniano Temprano) en el contacto entre las formaciones Georgetown (Fm. Devil River ó Fm. Santa Elena; carbonatos de plataforma) y Del Río (lutitas). Esta última actúa como sello a la mineralización, análogamente al concepto de roca sello en geología del petróleo. Los cuerpos estratoligados de Pb-Zn se localizan en la cuenca de Sabinas entre las plataformas del Burro-Salado y de Coahuila. Aunque estos cuerpos presentan una distribución irregular se encuentran emplazados mayormente en las formaciones Cupido y La Virgen, y en menor cantidad en las formaciones Aurora y Acatita. Existen varios cuerpos de Pb-Zn en las sierras de San Marcos y La Fragua, alineados con la Falla de San Marcos, lo cuál sugiere que esta estructura puede

haber funcionado como una vía para la circulación de fluidos mineralizantes. Tal interpretación es plausible gracias a modelados en cajas de arena para la tectónica del NE de México (Horner y Steyrer, 2005). Cabe indicar también que los cuerpos estratoligados de Pb-Zn no presentan texturas de remplazamiento, sino que se presentan como relleno de cavidades.

Existen algunas evidencias locales de la distribución estratigráfica, lo cuál, pudiera servir como herramienta para un zoneamiento estratigráfico generalizado.

En la Sierra de Santa Rosa los cuerpos mantiformes de barita se encuentran hacia la facies evaporítica de la Fm. Cupido, cubiertos estratigráficamente por numerosos cuerpos sub-económicos con mineralización de Zn/Pb alojados en la Fm. Aurora. En el distrito minero de El Tule, los mantos de celestina se encuentran en una posición estratigráfica inferior a horizontes de fluorita no económicos. Este esquema aparece también en la Sierra de La Paila (mina San Agustín) y en la Sierra de Los Alamitos—Poza La B Herrera. En el potrero de Berrendos se presenta el zoneamiento vertical barita → Zn/Pb → celestina → azufre masivo dentro de la formación La Virgen (facies evaporítica de la Fm. Cupido). En la facies arrecifal de la Fm. Aurora (o equivalentes) aparecen tanto cuerpos estratiformes de fluorita (distrito Encantada-Buenavista) como de Zn>Pb (Sierra de Reforma; Sierra Mojada) emplazados en desarrollos kársticos, posiblemente ligados a estructuras regionales de basamento (Falla San Marcos). Las arcosas, conglomerados y areniscas derivados de la erosión de los altos de basamento, son la fuente de los metales (Ba, Sr, F y Pb-Zn). Éstos son lixiviados a partir de los feldespatos en los sedimentos y transportados por salmueras de cuenca sometidas a gradientes geotérmicos anómalos. El flujo de las salmueras se dirige hacia partes más someras de la cuenca a través de zonas de debilidad cortical (fallas de San Marcos y La Babia). Las arcosas de la Formación San Marcos contienen cuerpos estratiformes de cobre diseminado (depósitos tipo *Kupferschiefer*), no discutidos en este trabajo.

En este trabajo se asumió que un evento (cuerpo mineralizado) repetido en un espacio determinado indica procesos análogos para cada evento. A escala regional los depósitos barita-celestina-fluorita presentan la siguiente zonación: (1) los de barita se emplazan en rocas evaporíticas y de plataforma, estratigráficamente más profundas o más antiguas, (2) conforme ascendemos en la estratigrafía se encuentran depósitos de celestina en rocas de ambientes similares pero de diferente edad; aún más, (3) continuando con el ascenso estratigráfico, se encuentra la concentración anómala de cuerpos de fluorita, emplazados en el contacto entre rocas de plataforma y rocas impermeables (Figura 6.10 y 6.11). La distribución zonal de estos depósitos puede ser explicada mediante dos hipótesis:

- a) la precipitación de cada mineral en específico debió generarse por pulsos mineralizantes derivados de la cuenca en etapas de tiempo diferentes, aunque ello implicaría enriquecimientos selectivos en determinados elementos en los fluidos de la cuenca y/o la existencia de mecanismos o complejos químicos preferenciales para el transporte y depósito de cada mineral, o bien,
- b) que los elementos necesarios para la formación de estos depósitos se encontraran disueltos al inicio en un mismo fluido en inicio, los cuáles fueron adquiridos mediante la lixiviación de los materiales de la cuenca (Hanor, 2004); dicho fluido, conforme ascendía por la espesa columna

estratigráfica, precipitó cada una de las especies según el índice de solubilidad de cada especie mineral (barita < celestina < fluorita).

En ambas hipótesis, los diferentes elementos constitutivos de los depósitos son aportados por rocas detríticas (conglomerados, arcosas, areniscas, lutitas) lixiviados por salmueras de cuenca en evolución. Éstas derivaron en principio, de agua marina evaporada e infiltrada por densidad e, inclusive, atrapada en las formaciones rocosas. Dichas salmueras pueden desplazarse hacia niveles más someros debido a mecanismos de migración a gran escala en toda la cuenca (Garven y Raffensperger, 1997). Éstos pueden ser causados por cambios en la densidad del fluido debido a un gradiente geotérmico anómalo y a la presión litostática de la cuenca, hasta encontrar horizontes evaporíticos reactivos, sustituyendo el Ca en los yesos y evaporitas por los metales en solución; esto último, debido a la solubilidad de los niveles evaporíticos.

Datos de valoración indican que el Ba y el Sr a partir de un fluido con una relación cualquiera, precipita un primer sólido enriquecido en Ba, ocasionando un aumento progresivo en la concentración Sr/Ba hasta precipitar casi SrSO₄ puro (Hanor, 1968; Prieto et al., 1993, 1997). Éste pudiera ser el caso para la distribución de la barita en la Cuenca de Sabinas y para la celestina en las áreas cercanas al Bloque de Coahuila y la Falla San Marcos, ya que las reactivaciones de dicha falla (Chávez-Cabello et al., 2005b) pudieron haber funcionado como una importante vía de circulación de fluidos a través de la estructura, facilitando el movimiento de los mismos a través del grueso paquete de clásticos de la Formación San Marcos, produciendo quizá, una salmuera con una alta relación Sr/Ba ajustándose al modelo de Hanor (2004).

Un punto interesante a discutir es la poca cantidad de depósitos de celestina y barita en el lado norte de la cuenca, mientras que la situación se presenta inversa para los cuerpos estratoligados de fluorita. La importancia la adquiere debido a la propuesta en el presente trabajo indica un zoneamiento estratigráfico o en sentido vertical, producto de una salmuera de cuenca evolucionada. En los depósitos *Mississippi Valley-type* los mayores complejos para transportar fluoruros en soluciones son MgF⁺ y CaF⁺ (Richardson y Holland, 1979) donde los mecanismos de termo-reducción del azufre proporcionarían suficiente CO₂ después de la maduración de la materia orgánica para romper el complejo fluorurado y ocasionar la precipitación de la fluorita (Tritlla et al., 2004). Por lo tanto, ya que la precipitación de barita y celestina ocurre sustituyendo el Ca de los niveles evaporíticos por Ba y Sr respectivamente, entonces el fluido evolucionado sería enriquecido por Ca en solución. Este fluido resultante podría estar involucrado en la precipitación de la fluorita en niveles más someros de la columna mediante mezcla de dos salmueras diferentes (González-Partida et al., 2003). El punto a discutir, también podría ser explicado debido a espesores más delgados de material sedimentario, los cuales producirían un fluido con una menor relación Sr/Ba, y además, la ausencia de fenómenos de reactivación en la Falla La Babia (límite sur Bloque Burro-Salado) que limitaron la circulación de los fluidos a través de dicha estructura regional.

Para los depósitos estratoligados de Plomo-Zinc en el noreste de México, es difícil aportar una idea clara, debido a su amplia distribución. Una observación interesante, es la ocurrencia preferencial de

estos depósitos en la intersección de la cuenca de Sabinas con el Bloque Coahuila, alineados sobre la traza de la Falla San Marcos.

B) Geoquímica de fluidos en El Lucero.

Los valores de T_h y salinidad en El Lucero muestran una buena correlación con los valores reportados para los depósitos *MVT*, así como con datos en el noreste de México de la misma tipología (Figura 7.1). Dichos valores, presentan una distribución normal en T_h , mientras que para la salinidad se observa una bimodalidad. Los resultados microtermométricos pueden ser usados para discriminar a El Lucero como un depósito similar a *MVT*, aunque la descripción de las texturas y estructuras son datos duros que no permiten incertidumbre (Sección 6.2).

La temperatura de homogeneización (T_h) y salinidad son más elevados en el horizonte superior de cada uno de los mantos (excepto el manto Zanja 1), es decir, conforme asciende estratigráficamente. Dicho comportamiento también concuerda con los mantos en interior de mina, ya que muestran temperaturas de homogeneización menores a las de los mantos en superficie, mientras que presentan salinidades similares.

El análisis detallado de los mantos mineralizados en el depósito El Lucero, permitió observar líneas de tendencia que corresponden a procesos físicos en los fluidos. Dichos procesos, permiten observar en El Lucero dos fluidos de diferente salinidad los cuáles se mezclaron, ocasionando dilución ligera, registrando el evento en el depósito (Figura 7.8).

En resumen, se aprecia un ligero aumento en la temperatura de homogeneización hacia la parte superior de la mayoría de los horizontes mineralizados, al igual que la salinidad. El depósito de El Lucero presenta un aumento en salinidad hacia unidades estratigráficas más altas. La temperatura de homogeneización presenta un comportamiento parecido, aunque de forma menos clara. En los cuerpos, lateralmente se aprecia un cierto gradiente de temperatura de homogeneización así como en la salinidad de los fluidos mineralizantes.

CONCLUSIONES

- Con base en las características morfológicas, texturales, mineralogía de mena y alteración, emplazamiento concordante a la estratificación, microtermometría de inclusiones fluidas, roca encajonante y controles en la distribución espacial, podemos considerar al noreste de México como una provincia de depósitos tipo *Mississippi Valley* y similares denominada como “Provincia de yacimientos estratoligados de Ba, Sr, Zn/Pb, F del NE de México”, a partir de este trabajo.
- Algunas de las texturas características de de estos depósitos son estilolitas rellenas, fósiles remplazados, vetilleo delgado y relleno de fracturas, crecimientos cristalinos sobre las paredes de cavidades de la roca encajonante, así como crecimientos de cristales en un bandeamiento rítmico a partir de la roca de caja (bandas oscuras). Igualmente, además de las texturas anteriores, las evidencias de disolución, precipitación y posterior relleno de cavidades karsticas constituyen evidencias del carácter epigenético de los cuerpos. Además, la ausencia casi total de alteraciones de baja temperatura (silicificación, dolomitización), la ausencia del contacto espacial con eventos magmáticos y las medidas microtermométricas obtenidas, se ajustan bien a los valores de temperatura de homogeneización y salinidad compilados para MVT (Roedder, 1984), descartando implicación genética alguna de carácter ígneo.
- En el noreste de México existe un zoneamiento regional estratigráfico de minerales, hacia la parte alta de la secuencia estratigráfica de la siguiente manera: (1°) barita, (2° y 3°) Zn-Pb, (3°) celestina y (4°) fluorita. Este zoneamiento se encuentra íntimamente ligado a los elementos paleotectónicos y paleogeográficos instaurados durante el Triásico-Jurásico, estableciendo altos y bajos de basamento que controlaron las facies sedimentarias del Mesozoico.
- Los depósitos de barita se concentran en la parte central de la Cuenca de Sabinas junto con algunos cuerpos de Pb-Zn, aunque éstos presentan una amplia dispersión en toda la zona de estudio. A su vez, los depósitos de celestina se distribuyen sobre y en los bordes del Bloque de Coahuila. Los depósitos de fluorita se distribuyen de una forma similar a los anteriores, ya que se emplazan de la misma forma en el Bloque del Burro-Salado.
- Estratigráficamente, los cuerpos estratoligados de barita, celestina, fluorita y Pb-Zn, se emplazan de preferencia en rocas carbonatadas de plataforma y sus facies evaporíticas. Los depósitos de barita se presentan de manera clara en las formaciones Cupido y La Virgen (Neocomiano Tardío-Barremiano). Ascendiendo en la columna sedimentaria se encuentran los cuerpos de celestina emplazados en las formaciones Aurora y Acatita (Albiano), mientras que los cuerpos de fluorita se emplazan en el contacto entre rocas de las formaciones Georgetown ≈ Devil River ≈ Santa Elena y la Fm. Del Río (Albiano-Cenomaniano). Esta distribución, sugiere una “secuencia mineral” regional para estos depósitos en el NE de México, si asumimos que los fluidos mineralizantes provienen de la cuenca: barita → celestina → fluorita y relleno de cavidades kársticas por cuerpos de Zn/Pb.
- Las grandes fallas regionales tienen un rol importante en la circulación de fluidos de cuenca, ya que los grandes bloques de basamento a los que se asocian estos depósitos están limitados por fallas

regionales, como la Falla de San Marcos (FSM) para los cuerpos de celestina y algunos depósitos de Pb-Zn, y la Falla de La Babia (FLB) para los depósitos de fluorita.

- El zoneamiento regional mencionado arriba podría deberse a (1) diferentes pulsos mineralizantes, generados en la cuenca en diferentes tiempos, o bien (2) a un fluido enriquecido en metales, adquiridos previa lixiviación de los materiales sedimentarios de la cuenca que conforme ascendía por la columna sedimentaria, originó diferentes mineralizaciones en función del índice de solubilidad de cada una de las especies minerales.
- La idea de una salmuera que evoluciona conforme asciende estratigráficamente mediante precipitación sucesiva de diversos minerales es soportada por el hecho que en un fluido con una relación Sr/Ba cualquiera el primer sólido en precipitar es barita, aumentando la concentración Sr/Ba de manera progresiva. Las salmueras de cuenca con una alta relación Sr/Ba y alta salinidad tienen mayores posibilidades de formar celestina. Este factor explicaría la alta concentración de depósitos de celestina en el Bloque de Coahuila. El gran espesor de la Fm. San Marcos (distribuido directamente frente al Bloque de Coahuila), pudieron enriquecer adicionalmente el fluido de la cuenca. Las repetidas reactivaciones de la FSM pudiendo implementar el transporte de los fluidos a través de esa estructura.
- Parte de los fluidos de cuenca también debieron migrar hacia la parte norte de la Cuenca de Sabinas, que no presenta depósitos de celestina importantes. En esta zona se ha propuesto que gran parte de la precipitación de fluorita en grandes concentraciones fue derivada de la mezcla entre dos salmueras de diferente composición. El mecanismo de emplazamiento para los depósitos Pb-Zn es incierto, aunque los modelos recientes de precipitación de sulfuros en carbonatos (Corbella *et al.*, 2004), implican la mezcla de dos fluidos hidrotermales diferentes saturados en carbonatos, podrían contribuir a una explicación plausible para la formación de éstos depósitos.
- Los datos microtermométricos para la mina El Lucero se ajustan bien a los definidos para depósitos *MVT* por Roedder (1984), con T_h entre 54° y 141°C, y de salinidades en dos modas, entre 6.7 y 8.6% peso NaCl eq., y entre 12.7 y 14.6% peso NaCl eq.
- Para todos los mantos que afloran a superficie en El Lucero, a excepción del manto Zanja 1, conforme asciende estratigráficamente los fluidos mineralizantes se tornan más calientes y salinos. En comparación, los mantos de interior de mina muestran una T_h y salinidad menores a los de superficie.
- Líneas de tendencia en los horizontes evidencian dos fluidos de diferente salinidad, así como procesos de dilución en el depósito de los cuerpos mineralizados.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera-Torres, G., Velásquez-Lozano, M., 2000. Informe geológico-minero del fundo minero La Luz, ubicado en el municipio de Cuatrociénegas, Estado de Coahuila: Secretaría de comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de proyectos y servicios, Archivo Técnico no. 050475, Febrero-2000, p. 41.
- Aguilera-Torres, G., Ortega-Reyes, J. F., 1987. Visita de reconocimiento al fundo "Pirámide III" en el municipio de Mapimí, Dgo.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 100443, Mayo-1987, p. 19.
- Aguayo-C., J.E. 1978. Facies sedimentarias y diagénesis de la Formación Novillo (Jurásico Superior), noreste de México, Rev. Inst. Mex. Petrol., X (4), pp. 5-45.
- 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, G.M., 1973. The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100°C. Economic Geology, v. 68, pp. 480-492.
- Anderson, G.M., 1975. Precipitation of Mississippi Valley-type ores. Economic Geology, n. 70, pp. 937-942.
- Anderson, G.M., 1983. Some geochemical aspects of sulfide precipitation in carbonate rocks. In: Kisvarsanyi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., Koenig, J.W. (eds.): International Conference on MVT lead-zinc deposits. University of Missouri-Rolla, pp: 61-76.
- Anderson, J.M., Macqueen, R.W., 1988. Mississippi Valley-Type Lead Zinc deposits; en: Roberts, R.G., Sheahan, P.A. (eds.): Ore Deposits Models. Geosc. Can. Reprint Series 3: 79-90.
- Anderson, T. H., 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.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1977a. U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora. Economic Geology, v. 72, p. 827-836.
- Anderson, T. H., 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., 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., Silver, L. T., 1979. The role of the Mojave-Sonora Megasequence 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., Silver, L. T., 1981. An overview of Precambrian rocks in Sonora. Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 5, p. 131-139.
- Aranda-García, M., 1991. El segmento San Felipe del Cinturón Cabalgado, Sierra Madre Oriental, estado de Durango, México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 41, pp. 18-36.
- Aranda-García, M., Eguliz de Antuñano, S., 1983. Posibilidades Económico-Petroleras en Rocas Clásticas del Neocomiano en la margen Sur de la Paleoisla de Coahuila: Congreso Nacional de Ingenieros Petroleros de México, pp. 5-13.
- Araujo-Mendieta, J., Arenas-Partida, R., 1986. Estudio tectónico sedimentario en el Mar Mexicano, estados de Chihuahua y Durango. Sociedad Geológica Mexicana Boletín, v. 47, pp. 43-88.
- Arne, D.C., Kissin, S.A., 1989. The significance of the «diagenetic crystallization rhythmites» at Nanisivik Pb-Zn-Ag deposit, Baffin Island, Canada. Mineral Deposita, n. 24, pp: 210-218.
- Arne, D.C., Curtis, L.W., Kissin, S.A., 1991. Internal zonation in a carbonate-hosted Zn-Pb-Ag deposit, Baffin Island, Canada. Economic Geology, v. 86, pp: 699-717.
- 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., 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.
- Baca-Carreón, J. C., 1978. Informe preliminar de reconocimiento a los lotes mineros "La Reyna" y "Los Amigos" en el municipio de Cuatrociénegas, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050135, Junio-1978, p. 14.
- Barnes, H. L., 1979. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, second edition. Edited by Hubert Lloyd Barnes, Wiley-Interscience Publication Jon Wiley & Sons, p. 798.
- Barnes, H.L., 1983. Ore deposition in Mississippi Valley deposits. In: Kisvarsanyi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., Koenig, J.W. (eds.): International Conference on MVT lead-zinc deposits. University of Missouri-Rolla, pp: 77-85.
- Bartok, P., 1993. Pre-breakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relations to Triassic and Jurassic rift systems of the region. Tectonics, v. 12, p. 441-459.
- Barton, P.B. Jr., 1967. possible role of organic matter in the precipitation of the Mississippi Valley ores. Economic Geology Mon., 3, pp. 371-378.
- Bastin, E.S., 1939. Contributions to a knowledge of the lead and zinc deposits of the Mississippi Valley region. Geology Society American, Special Paper 24, pp. 156.
- Beales, F.W., Jackson, S.A., 1966. Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated by Pine Point ore field, Canada. Inst.Min.Met.Trans., Sect. B, 75, pp. 278-285.
- Bethke, C.M., Marshak, S., 1990. Brine migrations across North America-the plate tectonics of groundwater. Annual Review of earth and Planetary Science, 18, pp. 28-315.
- 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.

- Blount, C. W., Dickson, F. W., 1967. The solubility of portlandite (Ca(OH)₂) in water at temperatures to 257°C and at pressures to 1500 bars: *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 48, pp. 249-250.
- Bodnar, R. J., 1983. A method of calculating fluid inclusions volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusion fluids. *Economic Geology*, n. 78, pp. 535-542.
- Bodnar R. J., 1994. Philosophy of fluid inclusions analysis. In *Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals"* Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 1-6.
- Böse, E., Cavins, O. A., 1927. Cretaceous ammonites from Texas and northern Mexico : *University of Texas Bulletin* 2748, pp. 143-357.
- Bracken, B., 1984. Environments of deposition and early diagenesis, La Joya Formation, Huizachal Group red beds, northeastern Mexico, in W. P. S. Ventress et al., eds. *The Jurassic of the Gulf rim: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM), Proceedings of the Third Annual Research Conference*, pp. 19-26.
- Breit, G., Goldhaber, M.B., Martin, B., Shawe, D., Simmons, E.C., 1990. Authigenic barite as an indicator of fluid movement through sandstones within the Colorado Plateau: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, pp. 884-896.
- Briones y García, A., Brizuela-Venegas, L., Borgonio-Gaspar, J., 1971. Reconocimiento geológico preliminar fondos mineros Montserrat Valle Alto y primera ampliación Valle Alto: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Archivo Técnico no. 190009, Mayo-1971, p. 19.
- Brizuela-V. L., 1983. Informe de la visita de reconocimiento en el lote minero "San Cristóbal" en el municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia de consultas a la pequeña y mediana minería, Archivo Técnico no. 050129, p.16.
- Buffler, R. T., 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., 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.
- Burkhard, A., 1978. Baryt-Celestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura. *Schweiz mineral petrogr Mitt*, v. 58, pp. 1-95.
- Burrows, R. H., 1909. *Geology in northern Mexico: Mining and Scientific Press*, v. 99, pp. 290-294.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., 1980. Uranium mineralization in fluorine-rich igneous rocks: USGS open file report GJBX 225 (80), 493.
- Byers, C. W., 1977. Biofacies patterns in euxinic basins: A general model, in H.E. Cook and P. Enos, eds. *Deep-water carbonate environments: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication no. 25*, pp. 5-18.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Cantú-Chapa, C. M., Sandoval-Silva, M.R., Arenas-Partida, R., 1985. Evolución sedimentaria del Cretácico Inferior en el norte de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 17, pp. 14-37.
- Carrillo-Bravo, J., 1963. Geology of the Huizachal-Peregrina anticlinorium northwest of Ciudad Victoria, Tamaulipas, in F. Bonet et al., eds., *Geology of peregrina Canyon and Sierra de El Abra, Mexico: Corpus Christi Geological Society Annual Field Trip*, pp. 11-23.
- Castillo-Nieto, F., Ortiz-Hernández, L. E., 1997. Segunda etapa del estudio metalogenético de los yacimientos estratiformes de estroncio ubicados en los estados de Coahuila, Chihuahua y Durango.: Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de Investigación Tecnológica, Gerencia de Investigación Aplicada, Archivo Técnico no. 050451, p. 60.
- Castro-García, S., 1989. Informe de la visita de reconocimiento efectuada en el lote minero "El Jardín" ubicado en el mpio. de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050305, Mayo-1989, p. 19.
- Cathles, L.M., Smith, A.T., 1983. Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits and their implication for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Economic Geology*, v. 78, pp. 983-1002.
- Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T., 1981a. Informe del convenio de exploración con barrenación de diamante en los lotes "El Cedral" y "María Elena", municipio de Múzquiz, Coah. Pertenecientes a la negociación minera Eulalio Gutiérrez, S. A.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050148, Octubre-1981, p. 19.
- Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T., 1981b. Informe de la visita de reconocimiento en el lote "El Solito Tercero" en el mpio. de Melchor Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050157, p. 13.
- Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T., 1982a. Informe de la visita de reconocimiento en el lote minero "Las Carmelas" en el mpio. de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia de Consultas a la Pequeña y Mediana Minería, Archivo Técnico no. 050131, Julio-1982, p. 16.
- Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T., 1982b. Informe de la visita de reconocimiento en el lote minero "Los Buras" en el mpio. de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia de Consultas a la Pequeña y Mediana Minería, Archivo Técnico no. 050128, Septiembre-1982, p. 16.
- Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T. E., 1983a. Estudio geológico-minero de Fluorita en las minas "El Solito Tercero" y "Las Delias", ubicadas en los municipios de Múzquiz y Zaragoza, Edo. de Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050172, p. 70.
- Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T. E., 1983b. Informe de la visita de reconocimiento en los lotes mineros "El Güero" y "El Güero No. 1", ubicados en el mpio. de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050166, Agosto-1983, p. 16.
- Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T. E., 1983c. Informe de la visita de reconocimiento por fluorita en los lotes mineros "El Gari" y "El Cuadrangular", en el mpio. de Zaragoza, Coah.: Consejo de Recursos minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050125, Septiembre-1981, p. 18.
- 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.

- Charleston, S., 1973. Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México: University of Michigan [Tesis Doctoral], 268 p.
- Chávez-Cabello, G., 2005a. Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México-Centro de Geociencias, (inéedita).
- Chavez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutierrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005b. La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, Volumen Conmemorativo del Centenario, n. 1 y 2, pp. 27-52.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Schaaf, P., Solis, G., Iriondo, A., y Morton, O., 2003. Geoquímica y Geocronología (40Ar/39Ar) del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova, Coahuila, México: GEOS Libro de Resúmenes, v. 23, n. 2, p. 105.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Schutter, S. R., 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., Damon, P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of American Bulletin, v. 93, p. 533-544.
- Conklin, J., Moore, C.M., 1977. Environmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, in D.G. Bebout and R.G. Loucks, eds., Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: University of Texas, Bureau of Economic Geology Report of Investigations 89, pp. 302-323.
- COREMI, Consejo de Recursos Minerales, 1993. Monografía Geológico-Minera del estado de Coahuila, Subsecretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de minas, Publicación M-9e, pp. 12-13.
- Corpstein, P., 1974. The Joya and La Boca Formations, in J. Conklin et al., eds., Geology of Huizachal-Peregrina anticlinorium: Pan American Geological Society Field Trip Guidebook, pp. 81-90.
- Corbella, M., Ayora, C., Cardellach, E., 2004. Hidrotermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits: Mineralium Deposita, n. 39, pp. 344-357.
- Coveney, R.M., Goebel, E.D., Ragan, V.M., 1987. Pressures and temperatures from aqueous fluid inclusions in sphalerite from midcontinent country rocks. Economic Geology, n. 82, pp: 740-751.
- Daniels, E.J., Altaner, S.P., Marshak, S., Eggleston, J.T., 1990. Hidrotermal alteration in anthracite from eastern Pennsylvania: implication for mechanisms of anthracite formation. Geology, n. 18, pp: 247-250.
- 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., 1979. Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de México durante el Mesozoico. Programas y resúmenes del V Simposio sobre la Evolución Tectónica de México. Revista del instituto de Geología, Universidad Autónoma de México, pp. 11-14.
- 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.
- Delouie, E., 1982. The genesis of fluor spar hydrothermal deposits at Montroc and Le Burc, The Tern, as deduced from fluid inclusion analysis: Economic Geology, n. 77, pp. 1867-1874.
- Dickinson, W.R., 1981. Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera, in W.R. Dickinson and W.D. Payne, eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera. Arizona Geological Society Digest, v. 14, pp. 113-135.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of American Bulletin, v. 113, n. 9, p. 1142-1160.
- Duarte-Torres, L. A., Santiago-Carrasco, B., 1989a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "El Otomí" ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050292, Agosto-1989, p. 18.
- Duarte-Torres, L. A., Santiago-Carrasco, B., 1989b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Peñon Blanco" ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050294, Septiembre-1989, p. 24.
- Dubessy J., Lhomme, T., Boiron, M. C., Rull, F., 2002. Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. Applied Spectroscopy, 56: 99-106.
- Dzulynski, S., Sass-Gustkiewicz, M., 1985. Hydrothermal karst phenomena as a factor in the formation to Mississippi Valley-type deposits. In: Wolf, K.H. (ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, v. 13, Amsterdam, Elsevier Science Publications Company, pp. 391-439.
- Echánove, O., 1986. Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos: Coordinación Regional de Exploración, Zona Noreste: Petróleos Mexicanos, v. 38, pp. 3-69.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., 1984. Economic oil possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the southern margin of the Coahuila Island, in J.L.Wilson, W.C.Ward, and J. Finneran, eds., A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform.
- Enos, P. 1974. Reefs, platforms, and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico: AAPG Bulletin, v. 58, pp. 800-809.
- Espinoza-Mujica, M., 1985a. Informe de la visita de reconocimiento realizada al lote minero "El Camarón catorce", ubicado en el municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050225, Agosto-1985, p. 11.
- Espinoza-Mujica, M., 1985b. Informe de la visita de reconocimiento realizada a los lotes mineros: "La Gorriona tres", "La Güera" y "La Güera uno", ubicados en el municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050203, Noviembre-1985, p. 23.
- Espinoza-Mujica, M., 1985c. Informe de la visita de reconocimiento realizada a los lotes mineros "La Muralla", "Valencia" y "La Macarena", ubicados en el municipio de Zaragoza, Coah.: Consejo de Recursos minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050184, Octubre-1985, p. 13.
- Espinoza-Mujica, M., 1985d. Informe de la visita de reconocimiento realizada a los lotes mineros "San Rafael" y "San Rafael uno", ubicados en el municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050227, Junio-1985, p. 15.

- Espinoza-Mujica, M., 1986a. Informe de la visita de reconocimiento realizada al lote minero "Totopos uno" ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050196, Mayo-1986, p. 20.
- Espinoza-Mujica, M., 1986b. Informe de la visita de reconocimiento realizada a los lotes mineros: "La Mariposa", "La Mariposa dos", "La Mariposa tres" y "La Mariposa cuatro", municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050189, Febrero-1986, p. 17.
- Espinoza-Mujica, M., 1986c. Visita de reconocimiento al lote minero "La Paloma", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050230, Marzo-1986, p. 25.
- Espinoza-Mujica, M., 1986d. Visita de reconocimiento al lote minero "Oasis", ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050214, Septiembre-1986, p. 16.
- Espinoza-Mujica, M., 1988a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Dos Hermanos", ubicado en el municipio de Sierra Mojada, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050275, Septiembre-1988, p. 14.
- Espinoza-Mujica, M., 1988b. Visita de reconocimiento al lote minero "El Porvenir", ubicado en el municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050246, Febrero-1988, p. 33.
- Espinoza-Mujica, M., 1988c. Visita de reconocimiento al lote minero "Santa Rosa", municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050263, Junio-1988, p. 21.
- Espinoza-Mujica, M., Solana-López, J., 1985. Informe de la visita de reconocimiento a los lotes mineros "Rama Azul" y "Roca Rica", ubicados en el municipio de Castaños, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050228, Mayo-1985, p. 17.
- Espinoza-Mujica, M., Santiago-Carrasco, B., 1988. Visita de reconocimiento al lote minero "Oasis cuatro" ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050261, Abril-1988, p. 27.
- Fitz, E., Chávez-Cabello, G., Tolson, G., González-Naranjo, G., Bolaños-Rodríguez, D., 2005. Estudio Geológico-Estructural del área Cuatrociénegas, Coahuila. Compañía BETA (no publicado).
- Flawn, P. T., 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.
- Flores-Barranco, R., Orozco-Jiménez, R., 1982. Estudio geológico-minero de reconocimiento del área no. 1, de Vallecillo, municipio de Vallecillo, N. L.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Exploración Geológica, Exploración Zona Norte, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 190020, p. 20.
- Flores-Barranco, R., 1984. Estudio Geológico-Minero en la porción Noreste del ejido Los Cuates de Australia, en la Sierra de Los Alamitos, Municipio de Cuatrociénegas, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de Exploración, proyecto Carbón Hidalgo, Archivo Técnico no. 050177, Junio-1984, p. 23.
- Fontboté, L., 1993. Self-organization fabrics in carbonate-hosted ore deposits: the example of diagenetic crystallization rhythmites (DCRs). En: Fenoll Hach-Alí, P., Torres-Ruiz, F., Gervilla, F. (eds.): *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*. Universidad de Granada, pp: 11-14.
- Fortunato, K. S., 1982. Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic-lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico: Master's thesis, University of New Orleans, 181 p.
- Fortunato, K. S., Ward, W.C., 1982. Upper Jurassic- Lower Cretaceous fan delta complex, La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 32, pp. 473-482.
- Fuentes-Peralta, T. E., 1984a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Santa Anita" ubicado en el mpio. De Acuña, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050339, Agosto-1984, p. 12.
- Fuentes-Peralta, T. E., 1984b. Informe de la visita de reconocimiento a los lotes mineros "El Chubasco" y "Chubasco dos", localizados en el mpio. de Múzquiz, Coah: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050187, Julio-1984, p. 8.
- Fuentes-Peralta, T. E., 1985. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero Tayoltita, ubicado en el mpio. de Zaragoza, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050226, Junio-1985, p. 15.
- Fuentes-Peralta, T. E., 1989. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Rosalba" ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050297, Diciembre-1989, p. 24.
- Fuentes-Peralta, T. E., Espinoza-Mujica, M., 1985. Visita de reconocimiento realizada al lote minero "Camarón dos" ubicado en el municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050341, Mayo-1985, p. 20.
- Fuentes-Peralta, T. E., Solana-López, J., 1985. Informes de las visitas de reconocimiento a los lotes mineros "Ima" y "Último", ubicados en el mpio. de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050340, Mayo-1985, p. 16.
- García-Reyes, A. E., 1997. Informe final de la exploración geológica-minera del prospecto de celestita s.s.s. La Candelaria, municipio de Tlahualillo, Estado de Durango: Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de Promoción y Asistencia Técnica, Gerencia de Asistencia a la Minería, Oficina Regional Durango, Convenio COREMI-Empresas de Solidaridad, Archivo Técnico no. 100811, Marzo-1997, p. 24.
- Garven, G., 1985. The role of regional fluid in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada sedimentary basin. *Economic Geology*, v. 80, pp. 307-324.
- Garven, G., Raffensperger, J.P., 1997. Hydrogeology and geochemistry of ore genesis in sedimentary basins: In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edn. H. L. Barnes (Ed) Wiley, New York, p. 797-875.

- Gil, P.P., Martínez, R., Velasco, F., 1984. Ritmitas diagenéticas en las mineralizaciones de hierro de Bilbao. Coms. Congreso Español de Geología, v. II, pp: 491-499.
- Gil, P.P., Velasco, F., 1992. Génesis de los yacimientos de hierro de Bilbao (Cretácico inferior, Cuenca Vasco-Cantábrica). Boletín Sociedad Española Mineralogía, v. 15, 1, p: 238-242.
- Gleeson, S. A., Wilkinson, J. J., Boyce, A., Fallick, A. E., Stuart, F. M., 1999. On the occurrence and wider implications of anomalously low δD fluids in quartz veins, south Cornwall, England. *Chemical Geology*, n. 160, pp. 161-173.
- 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., Lehmann, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., Johnson, C. R., 1991. Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guide-book. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.
- González-Arroyo, A., Izaguirre-Ramos, M. A., 1988a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Carrizalejo" ubicado en el municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050265, Julio-1988, p. 22.
- González-Arroyo, A., Izaguirre-Ramos, M. A., 1988b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Santa María" ubicado en el municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050262, Junio-1988, p. 36.
- González-Arroyo, A., Izaguirre-Ramos, M. A., 1988c. Visita de reconocimiento al lote minero "El Cedro uno" municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050254, Abril-1988, p. 55.
- González-Arroyo, A., Izaguirre-Ramos, M. A., 1988d. Visita de reconocimiento al lote minero "Las Águilas", municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050260, Mayo-1988, p. 34.
- González-Arroyo, A., Izaguirre-Ramos, M. A., 1988e. Visita de reconocimiento al lote minero "San Juan" ubicado en el municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050264, Junio-1988, p. 48.
- González-García, R., 1976. Bosquejo Geológico de la Zona Noreste. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 28, p. 1-50.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W. Pironon, J., 2002. Petroleum-Rich Fluid Inclusions in Fluorite, Purísima Mine, Coahuila, Mexico. *International Geology Review*, vol. 44, pp. 755-764.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W., Pironon, J., Mutterer, J. Levesse, G., 2003. Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: products of Mississippi Valley type processes. *Ore Geology Reviews*, vol. 23, pp. 107-124.
- González-Ramos, A., 1983. Estudio Geológico-Geoquímico a semidetalle de las áreas: Nueva Reforma, Bonanza, El Panal, El Mimbres, Palomas y La Nopalera: Consejo de Recursos Minerales, gerencia de Estudios Especiales, Departamento de Estudios Regionales, Proyecto "Sierra La Purísima, Coah.", Archivo Técnico no. 050221, Agosto-1983, p. 44.
- Guzmán-Soto, E., 1987a. Informe de la visita de reconocimiento realizada al lote minero "El Caviar" ubicado en el mpio. de San Pedro de Las Colonias, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subdirección Técnica, Gerencia de Evaluación y Contratos, archivo Técnico no. 050251, Noviembre-1987, p. 19.
- Guzmán-Soto, E., 1987b. Informe de la visita de reconocimiento efectuada a los lotes mineros "La Vicky", "Santa Elena" y "La Cruz", localizados en el mpio. de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050222, Febrero-1987, p. 8.
- Hanor, J.S., 1966. The origin of barite. PhD Thesis, Harvard University, 257 p.
- Hanor, J.S., 1968. Frequency distribution of compositions in the barite-celestite series. *Am. Mineral*, n. 53, pp. 1215-1222.
- Hanor, J.S., 1996. Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines. In: Sangster, D.F. (Ed.), *Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits*. SEG Special Publication, vol. 4, pp. 483-500.
- Hanor, J. S., 2004. A model for the origin of large Carbonate-and evaporite-hosted Celestine (SrSO₄) Deposits: *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 74, No. 2, pp. 168-175.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, v. 235, p. 1156-1166.
- Hardie, L. A., 1967. Gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure: *Am. Mineral.*, 52, pp. 171-200.
- Hearn, P.P., Sutter, J.F., 1985. Autigenic potassium feldspar in Cambrian carbonates. Evidence of Alleghanian brine migration. *Science*, n. 228, pp: 1529-1531.
- Hearn, P.P., Sutter, J.F., Belkin, H.E., 1987. Evidence for late-Paleozoic brine migration in Cambrian carbonate rocks of the central and southern Appalachians: implications for Mississippi Valley Type sulfide mineralization. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, n. 51, pp: 1323-1334.
- Hedenquist, J. W., Henley, R. W., 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions; evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, n. 80, pp. 1379-1406.
- Helgeson, H.C., 1970. A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems. In: *Min. Soc. Amer. Spec. Paper. Fiftieth Anniv. Symposium*, ed. Morgan, B.A., v. 3, pp. 155-186.
- Henry, C. D., 1975. Geology and geochronology of the ginitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico. Austin Texas, University of Texas [Ph D. Thesis], 158 p.
- Horner, J.T., Steyrer, H. P., 2005. An analogue model of a crustal-scale fracture zone in West-Central Mexico: evidence for a possible control of ore-forming processes: *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 236 (1/2), pp. 185-206.
- Humphrey, W., 1956. Tectonic framework of Northern Mexico, *in: Gulf Coast Association of Geologists, Society Transactions*, v. 6, p. 25-35.
- Humphrey, W., Díaz, T., 1956. Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico: *Gulf Coast Association Geological, Society Transactions*, v. 6, p. 32-34.
- Imlay, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Península, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, pp. 1091-1152.

- Imlay, R. W., 1937. Geology of the middle part of the Sierra de Parras. Coahuila, México. Geological Society of American Bulletin, v. 48, p. 587-630.
- Iriondo, A., 2001. Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico. Colorado, University of Colorado [Ph D. Thesis], 222 p.
- Izaguirre-Ramos, M. A., 1987a. Visita de reconocimiento al lote minero "Europa", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050234, Julio-1987, p. 16.
- Izaguirre-Ramos, M. A., 1987b. Visita de reconocimiento al lote minero "Nueva York" ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050236, Mayo-1987, p. 20.
- Izaguirre-Ramos, M. A., 1988. Informe de la visita de Reconocimiento al lote minero "María", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050270, p. 18.
- Izaguirre-Ramos, M. A., 1989a. Visita de reconocimiento al fundo minero "San Miguel uno" ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050284, Junio-1989, p. 23.
- Izaguirre-Ramos, M. A., 1989b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "San Pedro" ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050283, Junio-1989, p. 22.
- Izaguirre-Ramos, M. A., 1989c. Informe de la visita de reconocimiento a los lotes mineros "San Genaro", "Evelyn" y "Evelyn dos", ubicados en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Sugerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050298, Febrero-1989, p. 22.
- Izaguirre-Ramos, M. A., López-González, O., 1987. Visita de reconocimiento al lote minero "El Cedro", ubicado en el municipio de San Buenaventura, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050232, p. 16.
- Izaguirre-Ramos, M. A., González-Arroyo, A., 1988. Informe final del proyecto "La Victoria", ubicado en el municipio de Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050463, Mayo-1988, p. 80.
- Izaguirre-Ramos, M. A., Duarte-Torres, L. U., Oñate-Sánchez, H., 1989a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Santa Anita número dos", ubicado en el Mpio. De Acuña, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Noreste, Archivo Técnico no. 050279, Marzo-1989, p. 14.
- Izaguirre-Ramos, M. A., Duarte-Torres, L. A., Oñate-Sánchez, H., 1989b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Lorena" ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050306, Mayo-1989, p. 19.
- Izaguirre-Ramos, M. A., Oñate-Sánchez, H., Duarte-Torres, L. A., 1989c. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Fátima" ubicado en el mpio. de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050300, Marzo-1989, p. 18.
- Izaguirre-Ramos, M. A., Oñate-Sánchez, H., Duarte-Torres, L. A., 1989d. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Graciela" ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050304, Mayo-1989, p. 28.
- Izaguirre-Ramos, M. A., Oñate-Sánchez, H., Duarte-Torres, L. A., 1989e. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Minas Fronterizas" ubicado en el mpio. de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050307, Mayo-1989, p. 26.
- Izaguirre-Ramos, M. A., Oñate-Sánchez, H., Duarte-Torres, L. A., 1989f. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Ponchito" ubicado en el mpio. de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050303, Mayo-1989, p. 9.
- Izaguirre-Ramos, M. A., Oñate-Sánchez, H., Duarte-Torres, L. A., 1989g. Informe de la visita de reconocimiento a los fondos mineros "Pandita" y "Tohui" ubicados en el municipio de Múzquiz, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050301, Abril-1989, p. 22.
- Jackson, S.A., Beales, F.W., 1967. An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley-Type ores during late stages of diagenesis. Bulletin Canadian Petroleum Geology, v. 15, 4, pp. 383-433.
- Jébrak, M., 1992. Les textures intra-filonniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques., Chron. Rech. Min., n. 506, pp. 25-35.
- Johnson, C. A., Gray, G. G., 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.
- Jones, N. W., Lopez, R., 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.
- Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tovar, J., Long, L. E., Laudon, T. S., 1984. The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1226-1241.
- Kaiser, Ch.J., Kelly, W.C., Wagner, R.J., Shanks III, W.C., 1987. Geologic and geochemical controls of mineralization in the Southeast Missouri Barite District.: Economic Geology, n. 82, pp. 719-734.
- Keith, S. B., 1982. Paleconvergence 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.
- Kellum, L. B., Imlay, R.W., Kane, W.C., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Relation of structure, stratigraphy, and igneous activity to an early continental margin, Geology Society American Bulletin, v. 47, Part 2, pp. 969-1008.
- Kelly, W. A., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part 2, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Geology Society of America Bulletin, v. 47, pp. 1009-1038.
- Kesler, S. E., 1974. Informe final sobre el proyecto de Fluorita en Yacimientos de Fluorita y de Plomo-Zinc-Plata: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Depto. de Gequímica, Archivo Técnico no. 050063, p. 104.
- Kesler, S.E., 1977. Geochemistry of manto fluorite deposits, northern Coahuila, Mexico. Economic Geology, vol. 72, pp. 204-218.

- Kesler, S.E., Jones, L.M., 1981. Sulfur and Strontium Isotopic Geochemistry of Celestite, Barite and Gypsum from the Mesozoic basins of North-eastern Mexico. *Chemical Geology*, n. 31, p.p. 211-224.
- Kesler, S.E., Ruiz, J., Jones, L. M., 1983. Strontium-Isotopic geochemistry of Fluorite Mineralization (Coahuila, Mexico). *Isotope Geoscience*, v. 1, pp. 65-75.
- Kessen, K.M., Woodruff, M.S., Grant, N.K., 1981. Gangue Mineral $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ Ratios and the Origin of Mississippi Valley-Type Mineralization: *Economic Geology*, Vol. 76, 1981, pp. 913-920.
- King, R. E., Adkins, W.S., 1946. Geology of a part of the Lower Conchos valley, Chihuahua, México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 57, pp. 275-294.
- Kisvarsanyi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., Koenig, J.W. (eds.), 1983. International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits. *Proceedings Volume: University of Missouri-Rolla, Rolla, Missouri*, 603 pp.
- Lamadrid-De Aguinaco, H., en proceso. Génesis de los depósitos de Celestita del distrito de El Tule (Coahuila)". *Tec. de Madero-CGEO*.
- Landis, G. P., Rye, R. O., 1989. Reconnaissance gas chemistry of the Creede, Colorado, hydrothermal system. *U. S. Geological Survey., Open File Report 89-84*, 51 p.
- Laramée, R. M., 2004. *GlobalDB System – GQueryClient, Presentation and Tutorial: Geological Survey of Canada*.
- 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., Giles, K. A., 1997. El Papalote diapir, la Popa Basin, in *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-early tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico: AAPG Field Trip no. 10, 1997 AAPG Annual Convention, Dallas, Texas*, pp. 55-74.
- Leach, D.L., 1979. Temperature and salinity of the fluids responsible for minor occurrences of sphalerite in the Ozark region of Missouri. *Economic Geology*, n. 74, pp: 931-937.
- Leach, D. L., Bradley, W., Lewchuk, M. T., Symons, D.T.A., de Marsily, G., Brannon, J., 2001. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating research: *Mineralium Deposita*, n. 36, pp. 711-740.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., 1994. Mississippi Valley-Type Lead-zinc Deposits. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 40: 289-314*.
- Lehmann, C., Osleger D.A., Montanez, I.P., 1998. Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, pp. 1109-1130.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., 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.
- Limón, G.M., 1989. Evaluación geológico-geoquímica de la provincia de Chihuahua: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 38, pp.3-58.
- López-Ramos E., 1980. *Geología de México*, Edición del autor, tomo II, 2ª Ed., p. 454.
- Luna-Castro, H. F., 1991. Informe de la exploración Geológico-Minera a semidetalle, del prospecto asignación minera "Lampazos", zona Picacho, Mpio. Lampazos del Naranjo, N. L., IV etapa de exploración regional con apoyo de helicóptero: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 190047, p. 40.
- Luna-Castro, H. F., 1992. Informe de la exploración Geológico-Minera a semidetalle, del prospecto asignación minera "Minas Viejas", zona Picacho, Mpio. Villaldama, N. L., IV etapa de exploración regional con apoyo de helicóptero: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 190048, p. 28.
- Machel, H.G., 1987. Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, v. 15, pp: 936-940.
- Macías-Ibarra, J. A., 1980. Reconocimiento geológico superficial del área denominada "Sierra de Enmedio": Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico no. 190063, Diciembre-1980, p. 6.
- Macqueen, R.W., Powell, T.G., 1984. Organic geochemistry of the Pine Point lead-zin ore field and region. *Northwest Territories, Canada. Economic Geology*, n. 78, pp: 1-25.
- Martínez-Ramos, C. J., Arias-Gutiérrez, M. A., 1980. Reconocimiento Geológico-Minero del lote San Eugenio, Municipio de Castaños, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Exploración, Exploraciones Zona Norte, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050109, Septiembre-1980, p. 10.
- Martínez-Ramos, C. J., Orozco-Jiménez, R., 1981. Informe sobre la visita de reconocimiento, realizada en el lote "La Luz" municipio de Salfillo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Exploración Geológica, Exploraciones Zona Norte, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050123, Junio-1981, p. 8.
- Martínez-Tovar, M., 1989. Visita de reconocimiento al lote minero "Tres Hermanos", ubicado en el mpio. de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050293, p. 21.
- Martínez-Tovar, M., 1991. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero: "Los Cuates", ubicado en el mpio. de M. Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050366, Febrero-1991, p. 16.
- Marton, G., 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.
- McBride, E. F., Weidie, A. E. Jr., y Wolleben, J. A., 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.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., 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.
- McFarlan, E., Menes, L. S., 1991. Lower Cretaceous, in A. Salvador, ed., *The Geology of North America*, v. J: Geological Society of America, pp. 181-204.
- McKee, J. W., Jones, N. W., 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.

- McKee, J. W., Jones, N. W., 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., 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.
- Michalzik, D., 1988. Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko – Faziele Entwicklung eines passiven Kontinental randes: Ph. D. dissertation, Technischen Hochschule Darmstadt, Alemania, 247 p.
- Miller, M. M., 2004a. Barite. USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. pp. 9.1-9.3. On line.
- Miller, M. M., 2004b. Fluorspar. USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. pp. 27.1 - 27.6. On line.
- Mixon, R. B., Groover, E. M., Diaz-G., T., 1959. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoico), State of Tamaulipas, México: *American Association Petrol. Geol. Bulletin.*, 43, pp. 757-771.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., 1996. Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data. *Geology*, v. 24, p. 1131-1134.
- Morán-Zenteno, D.J., 1994. The geology of the Mexican republic: *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, n. 39, 160 p.
- Murray, G.E., 1959. Introduction and regional geologic summary of field trip area, southeastern Coahuila and western Nuevo Leon: *South Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, pp. A1-A4.
- Nakai, S., Halliday, A. N., Kesler, S. E., Jones, H. D. 1990. Rb–Sr dating of sphalerites from Tennessee and the genesis of Mississippi Valley type ore deposits: *Nature*, n. 7, pp. 346-354.
- Noble, E.A., 1963. Water of compactation as an ore-forming fluid. *Wyoming Contr. Anth.* v. 28, 3, pp. 111-113.
- Norman, D. I., Musgrave, J. A., 1994. N₂-Ar-He compositions in fluid inclusions; implicators of fluid source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, n. 58, pp. 1119-1131.
- North, N. A., 1974. Pressure dependence of SrSO₄ solubility: *Geochim. Cosmichim. Acta*, vol. 38, pp. 1075-1081.
- Ober, J. A., 2004. Strontium. USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. pp. 73.1 – 73.4. On line.
- Ohle, E.L., 1959. Some considerations in determining the origin of ore deposits of Mississippi Valley-type, Part I: *Economic Geology*, v. 54, pp. 769-789.
- Ohle, E.L., 1980. Some considerations in determing the origin of ore deposits of Mississippi Valley-type, Part II: *Economic Geology*, v. 75, pp. 161-172.
- Ohle, E.L., 1985. Breccias in Mississippi Valley-Type deposits. *Economic Geology*, v. 80, pp. 1736-1752.
- Oivanki, S. M. 1974. Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: *Gulf Coast association of Geological Societies Transactions*, v. 24, pp. 258-278.
- Oñate-Sánchez, H., 1990. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero “El Alto” ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050310, p. 19.
- Orozco-Jiménez, R., 1983. Reconocimiento geológico-minero de la porción noreste de la Sierra de Los Alamitos, municipio de Cuatrociénegas, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Exploración Geológica, Exploraciones Zona Norte, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050126, p. 25.
- Orozco-Jiménez, R., 1985a. Visita de reconocimiento lote minero Rincón Rojo, Municipio de Castaños, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050432, Abril-1985, p. 9.
- Orozco-Jiménez, R., 1985b. Visita de reconocimiento lote minero Roca Verde, Municipio de Castaños, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050434, Mayo-1985, p. 13.
- Orozco-Jiménez, R., 1986. Estudios preliminares Zona de asignación Crestas, municipio de Sierra Mojada, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050342, Febrero-1986, p. 18.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S. y Nieto-Samaniego, A., 1992. Carta Geológica de la República Mexicana y texto explicativo: México, D. F., Instituto de Geología-UNAM, Consejo de recursos minerales, SEMIP.
- Ortega-Reyes, J. F., 1990. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero “La Guadalupana”, ubicado en el municipio de San Pedro de Las Colonias, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050323, Mayo-1990, p. 23.
- Ortega-Reyes, J. F., 1991a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero “La Milagrosa”, ubicado en el municipio de Viesca, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050367, Marzo-1991, p. 19.
- Ortega-Reyes, J. F., 1991b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero “San Fernando”, ubicado en el municipio de San Pedro de Las Colonias, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050359, enero-1991, p. 32.
- Ortega-Reyes, J. F., 1991c. Programa de exploración en el prospecto “La Discordia” ubicado en el ejido San Lorenzo, mpio de San Pedro de Las Colonias, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050379, Octubre-1991, p. 22.
- Ortega-Reyes, J. F., 1992a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero “Australia”, ubicado en el Mpio. de Cuatrociénegas, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050387, Abril-1982, p. 23.
- Ortega-Reyes, J. F., 1992b. Informe geológico-minero de la exploración realizada en el ejido Candelaria del Valle mpio. de San Pedro de Las Colonias, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050445, Diciembre-1992, p. 23.
- Ortega-Reyes, J. F., 1995. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero “La Ilusión”, en el municipio de San Pedro de Las Colonias, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050411, Julio-1995, p. 26.

- Ortega-Reyes, J. F., 1996. Informe de la visita de reconocimiento realizada al lote minero "Angélica", municipio de Cuatrociénegas, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Asistencia a la Minería, Oficina Regional Coahuila, Archivo Técnico no. 050412, Marzo-1996, p. 14.
- Ortega-Reyes, J. F., Izaguirre-Ramos, M. A., 1992. Informe geológico-minero del prospecto "San Luis", ubicado en el ejido San Lorenzo mpio. de San Pedro de las Colonias, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050467, Abril-1992, p. 34.
- Ortega-Reyes, J. F., Martínez-Tovar, M., 1992. Informe geológico minero del prospecto "Santo Tomás", ubicado en el ejido Santo Tomás, mpio de San Pedro de las Colonias, Coah: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050444, Diciembre-1992, p.25.
- Ortiz-Hernández, L. E., Castillo-Nieto, F., 1997. Estudio metalogenético preliminar de los yacimientos estratiformes de estroncio de las Sierras de La Paila y Alamitos, Estado de Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de Investigación Tecnológica, Gerencia de Investigación Aplicada, Archivo Técnico no. 050416, p. 57.
- 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 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.
- Padilla y Sánchez, R. J., Martínez-Serrano, R.G., Torres-Rodríguez, V., Almázán-V., E., Silva-Mora, L., Herrera-Nájera, A., Uribe-Afif, R., Carrasco-Núñez, G., González-Partida, E., Ferreiro, R., 1994. Carta Tectónica de México, UNAM-INEGI, Facultad de Ingeniería UNAM.
- Pérez-L., J. A., Parra-Sánchez, R., 1987. Informe geológico-minero. Visita de reconocimiento lote minero "Margarita 4" y "Eva 13", municipio de Mapimí, Dgo.: Consejo de Recursos Minerales, Subdirección Técnica, Gerencia de Evaluación y Contratos, Sub-gerencia Regional Zona NE, Distrito Minero Parral, Chih., Archivo Técnico no. 100440, Septiembre-1987, p.16.
- Pérez-Peña, A., 1946. Estudio geológico-económico de los mantos de Barita ubicados en la Sierra de Santa Rosa, Múzquiz, Coah.: Archivo Técnico no. 050028, Marzo-1976, p. 54.
- 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., 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., Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Pindell, J. L., 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.
- Plachy, J., 2003. Zinc. USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. pp. 84.1 – 84.5. On line.
- Plumlee, G. S., Leach, D. L., Hofstra, A. H., Landis, G. P., Rowan, E. L., Viets, J. G., 1994. Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark Region, U. S. midcontinent. *Economic Geology*, n. 89, pp.1361-1383.
- Pohl, W., Stiegl, W., 1986. Sediment-hosted magnesite deposits. In *Handbook of strata-bound and stratifor ore deposits*, ed. Wolf, K.H., vol. 14, pp. 223-300. Regional studies and specific deposits.
- Prieto, M., Putnis, A., Fernández-Díaz, L., 1993. Crystallization of solid solutions from aqueous solutions in a porous medium: Zoning in (Ba, Sr) SO₄. *Geol. Mag.*, n. 130, pp. 289-299.
- Prieto, M., Fernández-González, A., Putnis, A., Fernández-Díaz, L., 1997. Nucleation, growth, and zoning phenomena in crystallizing (Ba, Sr) CO₃, Ba(SO₄, CrO₄), (Ba, Sr)SO₄, and (Cd, Ca)CO₃ solid solutions from aqueous solutions. *Geochimical et Cosmochemical Acta*, n. 61, pp. 3383-3397.
- Puente-Solís, R., González-Partida, E., Tritlla, J., Levresse, G., 2005a. Distribución de los depósitos estratoligados de Barita, Celestita, Fluorita y Pb-Zn en el noreste de México. *Convención Internacional de la Asociación Nacional de ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México*, Memorias no. XXVI, pp. 95-98.
- Puente-Solís, R., González-Partida, E., González-Sánchez, F., 2005b. Estudio microtermométrico de los mantos de celestita en la Sierra del Venado, Coahuila: GEOS, Libro de Resúmenes, v. 25, n. 1, p. 72.
- Radke, B.M., Mathis, R.L., 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, 4, pp: 1149-1168.
- Ramos-Rosique, A., Villareal-Fuentes, J., González-Partida, E., Tritlla, J., Levresse, G., 2005. Los Yacimientos estratoligados de celestita de El Venado y El Volcán en la Sierra de Los Alamitos, Coahuila, México: *Convención Internacional de la Asociación Nacional de ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México*, Memorias no. XXVI, pp. 95-98.
- Reed, M. H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd edn. Wiley, New York, pp. 303-365.
- Rivera-Martínez, J. C., 1985a. Ampliación visita de reconocimiento lote minero Reforma, Municipio de Cuatrociénegas, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050205, Diciembre-1985, p. 13.
- Rivera-Martínez, J. C., 1985b. Estudio geológico minero del Área Carrizalejo, municipio de Ocampo, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050181, Agosto-1985, p. 22.
- Rivera-Martínez, J. C., 1985c. Reconocimiento geológico del Área El Fuste, municipio de Ocampo, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050179, Abril-1985, p. 12.
- Rivera-Martínez, J. C., 1985d. Visita de reconocimiento lote minero Roca Flores, municipio de Castaños, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050434, Mayo-1985, p. 13.
- Rivera-Martínez, J. C., 1986. Reconocimiento geológico minero mina "El Socorro", municipio de Viesca, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050343, p. 7.

- Rivera-Martínez, J. C., 1989. Informe geológico-minero del prospecto estroncio "Cerro Bola", lote "El Arcángel", ubicado en el ejido Tacubaya, municipio de San Pedro de Las Colonias, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Proyecto Estroncio San Pedro, Coah., Archivo Técnico no. 050353, Junio-1989, p. 38.
- Rivera-Martínez, J. C., 1992a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Elvia", mpio. de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050390, Noviembre-1992, p. 25.
- Rivera-Martínez, J. C., 1992b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Los Fresnos", mpio. de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050392, Noviembre-1992, p. 21.
- Rivera-Martínez, J. C., 1992c. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Max II", municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050391, Noviembre-1992, p. 19.
- Rivera-Martínez, J. C., González-Arroyo, A., 1991a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Aries uno", municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050381, Diciembre-1991, p. 26.
- Rivera-Martínez, J. C., González-Arroyo, A., 1991b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Cerro Colorado", municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050376, Septiembre-1991, p. 25.
- Rivera-Martínez, J. C., González-Arroyo, A., 1991c. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero: "San José", ubicado en el mpio. de M. Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050360, Enero-1991, p. 25.
- Rivera-Martínez, J. C., González-Arroyo, A., 1991d. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Susana", municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050374, Junio-1991, p. 23.
- Rivera-Martínez, J. C., González-Arroyo, A., 1992. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "San Francisco", municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Archivo Técnico no. 050386, Febrero-1992, p. 20.
- Rivera-Martínez, J. C., Martínez-Ramos, C. J., Sueff-Amaya, R., 1983. Estudio de los yacimientos de Celestita de las áreas de San José y El Quemado, Municipio de Cuatrociénegas, Coahuila: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Exploración Geológica, Exploraciones Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050132, Septiembre-1983, p. 23.
- Richardson, C.K., Holland, H.D., 1979. Fluorite deposition in hydrothermal systems. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, n. 43, pp. 1327-1335.
- Richardson, C.K., Pinckley, D.M., 1984. The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-Rock Fluorspar district, Illinois: mineralogy, paragenesis, and fluid inclusions: *Economic Geology*, n. 79, pp. 1833-1856.
- Roedder, E., 1958. Technique for the extraction and partial chemical analysis of fluid-filled inclusions from minerals. *Economic Geology* v. 53, pp. 235-369.
- Roedder, E., 1976. Fluid inclusion evidence on the Genesis of Ores in sedimentary and volcanic rocks. In: K.H. Wolf (ed.), *Handbook of Strata-bound and Stratiform ore deposits*, v. 2, pp. 69-110.
- Roedder, E., 1981. Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: Hollister & Crawford (eds.). *Miner. Assoc. Canada. Short Course in fluid inclusions*, v. 6, pp. 101-137.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, vol. 12, 644 p.
- Roedder, E., Allen, V.H., Creel, J.P., 1968. Environment of ore deposition at the Mex-Tex Deposits, Hansonburg District, New Mexico, from studies of fluid inclusions: *Economic Geology*, n. 63, pp. 336-348.
- Ross, M.A., 1981. Stratigraphy of the Tamaulipas limestone, Lower Cretaceous, Mexico, in C.I. Smith, ed., *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication 81-74*, pp. 43-54.
- Ross, M. I., Scotese, C. R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.
- Ruiz, J., Kesler, S.E., Jones, L.M., 1985. Strontium isotope geochemistry of fluorite mineralization associated with fluorine-rich igneous rocks from the Sierra Madre Occidental, México: possible exploration significance. *Economic Geology*, 80, pp. 33-42.
- Salas, G. A., 1973. Geología de los depósitos de celestita en la Sierra de La Paila, Coahuila. *Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memorias no. 10*, pp. 287-294.
- 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.
- Salvador, A., Green, A. R., 1980. Opening of the caribbean Tethys, in J. Auboin et al., coordinators, *Geologie de Chaines Alpines Issues de la Tethys—Geology of the Alpine chains born of the Tethys: Bureau Recherche Geologique Minerieres, memoir no. 115*, pp. 224-229.
- Sangster, D.F., 1983. Sediment-hosted Stratiform lead-zinc Deposits. *Short Course, Min. Ass. Can.*
- Sangster, D.F., 1990. Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination: *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect B)*, pp. 21-42.
- Santiago-Carrasco, B., 1987a. Visita de reconocimiento al lote minero "Amigos", ubicado en el municipio de Melchor Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 0502453, Septiembre-1987, p. 14.

- Santiago-Carrasco, B., 1987b. Visita de reconocimiento al lote minero "Ataco" ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050242, Septiembre-1987, p. 15.
- Santiago-Carrasco, B., 1987c. Visita de reconocimiento al lote minero "El Número Nueve", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050229, Mayo-1987, p. 27.
- Santiago-Carrasco, B., 1987d. Visita de reconocimiento al lote minero "El Patrón", ubicado en el municipio de Melchor Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050237, Septiembre-1987, p. 16.
- Santiago-Carrasco, B., 1987e. Visita de reconocimiento al lote minero "Gaby", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050239, p. 14.
- Santiago-Carrasco, B., 1987f. Visita de reconocimiento al lote minero "Las Indias" ubicado en el municipio de Ocampo, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050238, p. 16.
- Santiago-Carrasco, B., 1988a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "San Roberto dos", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050276, Septiembre-1988, p. 18.
- Santiago-Carrasco, B., 1988b. Visita de reconocimiento al lote minero "San Antonio", localizado en el municipio de Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050245, Febrero-1988, p. 19.
- Santiago-Carrasco, B., 1988c. Visita de reconocimiento al lote minero "Santa María", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050253, p. 24.
- Santiago-Carrasco, B., 1989. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "San Cachito" ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Apoyo Técnico, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050285, Julio-1989, p. 22.
- Santiago-Carrasco, B., Duarte-Torres, L. A., Oñate-Sánchez, H., 1989. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Kentucky" ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Archivo Técnico no. 050288, Julio-1989, p. 30.
- Santiago-Carrasco, B., Espinoza-Mujica, M., 1988. Informe final del proyecto "La Purísima –El Paso", ubicado en el municipio de M. Múzquiz, Coahuila.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Subgerencia Regional Zona Noreste, Distrito Minero Múzquiz, Archivo Técnico no. 050346, Abril-1988, p. 66.
- Scholle, P. A., Stemmerik, L., Harpoth, O., 1990. Origin of major karst-associated celestine mineralization in Karstrynggen, Central East Greenland. *Journal Sedimentary Petrology* n. 60, pp. 397-410.
- 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., Shaffer, B. L., 1988. Early Cretaceous sea-level curves, Gulf Coast and southeastern Arabia, in: Wilgus, S., Hastings, 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.
- Secretaría de Economía, 2004. Minería, Informe de la minería mexicana 2004, Comportamiento de los Mercados Internacionales, Minerales No Metálicos, <http://www.economia.gob.mx>. (Consulta octubre del 2005)
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- Serváis, M., Rojo, R., Colorado-Lievano, D., 1982. Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: Postulación de un paleo-golfo de Baja California y de una digitación tethysian en México Central, México. *Geomomey Revista* no. 115 (3ª epoca), pp. 53-71.
- 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.
- Sharp, J.M., 1978. Energy and momentum transport model of the Ouachita basin and its possible impact on formation of economic mineral deposits. *Economic Geology*, v. 73, pp. 1057-1068.
- Sibson R.H., 1990. Faulting and fluid flow. In Nesbitt B.E. (Ed.): *Short Course on fluids in tectonically active regime of the continental crust*, *Min. Ass. Can.*, pp.93-132.
- Silver, L. T., 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., 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.
- Simon, K., 1997. H-isotope composition of different "water" reservoirs in hydrothermal quartz. *Terra Abstract*, n. 9, suppl. 1, pp. 554.
- Skinner, B. J., 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. In: Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*. 3rd edn. Wiley, New York, pp. 1-29.
- 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, J. R., 2003. Lead. *USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004*, pp. 43.1 – 43.8. On line.
- Snyder, F.G., 1968. Geology and mineral deposits, midcontinent United States. In *Ore Deposits of the United States 1933-1967*, ed. J.D. Ridge, 1, pp. 257-286. New York: American Institute Mining Metall. Petroleum Engineers. p. 1880.
- Soegaard, K., Giles, K. A., Vega-Vera, F. J., 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.

- Solana-López, J., 1986a. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero Alcon 0-3, ubicado en el municipio de Zaragoza, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050209, Mayo-1986, p. 13.
- Solana-López, J., 1986b. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero Alcon 0-4, ubicado en el municipio de Zaragoza, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050210, Mayo-1986, p. 15.
- Solana-López, J., 1986c. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Arquímides", ubicado en el municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050198, Febrero-1986, p. 15.
- Solana-López, J., 1986d. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Bonanza", ubicado en el municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050200, Febrero-1986, p. 13.
- Solana-López, J., 1986e. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Cinco Hermanos", ubicado en el municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050199, Febrero-1986, p. 15.
- Solana-López, J., 1986f. Informe de la visita de reconocimiento al lote "San Felipe", ubicado en el mpio. de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050195, p. 17.
- Solana-López, J., 1986g. Informe de la visita de reconocimiento al lote minero "Alba Iris", ubicado en el municipio de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050197, Febrero-1986, p. 11.
- Spirakis, C.S., Heyl, A.V., 1988. Possible effects of thermal degradation of organic matter on carbonate paragenesis and fluorite precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Geology*, n. 16, pp. 1171-1120.
- Starke, R., 1964. Die strontiumgehalte der baryte. *Freiberger Forschungsh C150*, 123 p.
- Staude J. G., Barton, M. D., 2001. Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n. 10; p. 1357 – 1374.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., 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.
- Strübel, G., 1966. Die hydrothermale Löslichkeit von Cölestin im System $\text{SrSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$: *N. Jb. Mineral.* 7/8, pp. 223-233.
- Suter, M., 1987. Structural transverse across the Sierra Madre oriental fold and thrust belt in east-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 249-264.
- Sverjensky, D.A., 1981. The origin of a Mississippi Valley-Type deposit in the Viburnum Trend, southeast missouri. *Economic Geology*, v. 79, pp. 23-37.
- Sverjensky, D.A., 1984. Oil field brines as ore-forming solutions. *Economic Geology*, 79, pp. 23-37.
- Sverjensky, D.A., 1986. Genesis of Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14: 177-199.
- Sverjensky, D.A., 1989. The diverse origins of Mississippi Valley-type Zn-Pb-Ba-F deposits: *Chron. Rech. Min.*, No. 495, pp. 5-13.
- Tardy, M., 1977. Essai sur la constitution de l'évolution paléogéographique et structurale de la partie septentrionale de Mexique au cours de Mésozoïque et du Cénozoïque. *Bulletin Geological Society of France*, v. 19, p.p. 1297-1308.
- Tardy, M., 1980. Contribution à l' étude géologique de la Sierra Madre Orientale de Mexique : Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie de Paris, 459 p. (Unpublished).
- Tardy, M., Longoria, J.F., Martínez-Reyes, J., Mitre-Salazar, L.M., Patiño, A.M., Padilla-Sánchez, R., Ramírez, R.C., 1975. Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental : La aloctonía del conjunto cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí, México: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v.1, pp. 1-11.
- Temple, A. K., Grogan, R. M., 1963. Manto Deposits of Fluorspar, Northern Coahuila, Mexico : *Economic Geology*, vol. 58, n. 7, pp. 1037-1053.
- Tikkanen, G.D., 1986. World resources and supply of lead and zinc, in Bush, W.R., ed., *Economics of Internationally Traded Minerals: Society of Mining Engineers, Inc.*, pp. 242-250.
- Tinker, S.W., 1982. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and South Texas (Part 1), and the depositional setting of the Aptian Pearsall-La Peña formations, Texas subsurface and northeast Mexico: Why is there not another Fairway Field? (Part 2): Master's thesis, University of Michigan, Ann Arbor, 80 p.
- Todd, R. G., 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-Hernández, M. D., 2003. Comportamiento Geológico y Mineralógico de los mantos de Barita de El Potrero y El Palmito, en el distrito minero de Múzquiz. Universidad autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, Ingeniero Geólogo Mineralogista, (no publicada).
- Tovar-Rodríguez, J. C., 1981. Provincias con posibilidades petroleras en el distrito Chihuahua: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 38, pp. 25-52.
- Tritlla, J., González-Partida, E., Levresse, G., Banks, D., Pironon, J., 2004. Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, México: products of Mississippi Valley type processes: *Ore Geology Review*, n. 23, p.p. 107-1024. A reply. *Ore Geology Reviews* n. 25, p.p. 329-332.
- Tritlla, J., Levresse, G. y Corona-Esquivel, R., Boundet, J., 2006. Depósitos de Pb-Zn-Ba-F-(Cu-Sr) epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca: depósitos del tipo "Mississippi Valley" (MVT) y similares: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.
- 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., 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.
- Valdéz, A., 1979. Informe geológico minero de los lotes "Navidad" y "Año Nuevo" en el municipio de Múzquiz, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Departamento de Consultas a la Pequeña y Mediana Minería, Archivo Técnico no. 050071, Julio-1979, p. 24.
- Valencia-Moreno, M., Ruíz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson D. G., Roldán-Quintana, J., 2001. A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern 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 den Kerkhof, F., Hein, U., 2001. Fluid inclusions petrography. Lithos, v. 55, pp.27-47.
- Velasco, F., Pesqueira, A., Arce, A., Olmedo, F., 1987. A contribution to the ore genesis of the magnesite deposit of Eugui, Navarra (Spain): Mineralium Deposita, n. 22, pp. 33-41.
- Villareal-Fuentes, J., 2005. Los depósitos de celestita en la zona de los alamos, edo. de Coahuila: Un ejemplo de mineralización del tipo MVT: GEOS, Libro de resúmenes, Vol. 25, No. 1, p. 73.
- Villareal-Fuentes, J., en proceso. Los depósitos de celestita en Coahuila: ejemplos de yacimientos tipo MVT en Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México campus Juriquilla, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría (en proceso).
- Villasana-H. M. A., Chairez-Blanco, J., Fuentes-Peralta, T., 1981. Informe de la visita de reconocimiento en los lotes mineros "Un día de éstos" y "Un día de éstos num. 3" en el mpio. de Ocampo, Coah.: Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, Archivo Técnico no. 050150, Enero-1981, p. 17.
- Vinet, M. J., 1975. Geology of the Sierra Balaustres and Sierra de Pajaros Azules: Ph. D. dissertation, Louisiana State University, Baton Rouge, 124 p.
- Viniegra-Osario, F., 1981. Great carbonate bank of Yucatán, southern Mexico: Journal of Petroleum Geology, v. 3, pp. 247-278.
- Weidie, A. E., Murray, G. E., 1961. Tectonics of Parras Basin, states of Coahuila and Nuevo leon, Mexico : Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 2, pp. 47-56.
- Weidie, A.E., Murray, G.E., 1967. Geology of the Parras Basin and adjacent areas of northeastern Mexico : AAPG Bulletin, v. 51, pp. 678-695.
- Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: Lithos, v. 55, pp. 229-272.
- 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. L., 1981. Lower Cretaceous stratigraphy in the Monterrey-Salttillo area, in C.I. Smith, ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication 81-74, pp. 78-84.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in geologic history: Springer-Verlan, New York, 471 p.
- Wilson, J. R., 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., 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., 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.
- 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., 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.
- Zwaninger, J. A., 1979. Provincias Mesozoicas Productoras en el Noreste de México: Ingeniería Petrolera, v. 19. no. 3, pp.35-40.