



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**“CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICO-  
ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN LA VIRGEN Y  
SU POTENCIAL PARA EL ALMACENAMIENTO  
GEOLÓGICO DE CO<sub>2</sub> EN LA PROVINCIA DE  
COAHUILA, MÉXICO”**

**TESIS QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERA GEÓLOGA**

**PRESENTA:**

**KARLA VALERIA JUÁREZ ORTEGA**

**DIRECTOR:**

**M. en C. NOÉ SANTILLÁN PIÑA**

**MÉXICO, D.F. ENERO, 2016.**



La vida no es la que uno vivió, sino la que uno recuerda, y cómo la recuerda para contarla.

*Gabriel García Márquez*

## AGRADECIMIENTOS

A mis padres Antonia y José, por todo lo que han hecho por mí, por nunca dejarme, por su confianza, por apoyarme en los momentos más difíciles y celebrar los más felices. Gracias por darme todos los días el ejemplo de superación, humildad y fortaleza. Porque una vida llena de amor, apoyo incondicional y comprensión no se paga con nada, gracias por concederme la oportunidad de cumplir esta meta, todo se los debo a ustedes.

A mis hermanos Roberto e Ismael, por todas las experiencias vividas, porque son y serán mis favoritos siempre, por el cariño, por ser mis ejemplos a seguir pero sobre todo por ser mi familia.

A mis amigos con los que compartí este camino por la universidad porque siempre fueron de gran apoyo, por las experiencias compartidas, el tiempo vivido, por hacer de mí una mejor persona y las inolvidables charlas: David, Ivana, Kenia, Fabs, Vic e Isela, son parte importante de lo que la Facultad de Ingeniería me aportó.

A Davidsito, por convertirme en mi mejor amigo, por la confianza, por todo el apoyo y por creer en mí, por mantenerme informada, por las risas y las aventuras, por ayudarme siempre.

A Juan, por los días compartidos, por todo el cariño y apoyo incondicional.

Al Maestro Noé Santillán, por brindarme su confianza y amistad, por todas las facilidades, apoyo y dedicación en la realización de esta tesis.

A la Ingeniera Jazmín Mota, por la confianza desde el primer día de conocernos, por tus atinados consejos, apoyo y el compromiso que tomaste para la culminación de este trabajo, pero sobre todo por esa parte humana que muchas veces se deja de lado.

A mis sinodales, el Ing. José Luis Arcos, el Dr. Joaquín Aguayo y el Ing. Javier Arellano por su amabilidad, tiempo y sus enriquecedoras aportaciones para mejorar este trabajo.

A mi amada Universidad Nacional Autónoma de México, por todo el conocimiento transmitido, la formación humana y darme las herramientas necesarias para el desarrollo profesional. Gracias infinitas.

# ÍNDICE

<b>RESUMEN</b> .....	<b>I</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>III</b>
<b>CAPÍTULO 1. GENERALIDADES</b> .....	<b>1</b>
1.1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.2 OBJETIVOS .....	2
1.3 TECNOLOGÍA DE CAPTURA Y ALMACENAMIENTO DE CO <sub>2</sub> (CCS).....	2
1.3.1 <i>Tecnologías de captura de CO<sub>2</sub></i> .....	5
1.3.2 <i>Transporte de CO<sub>2</sub></i> .....	7
1.3.3 <i>Mecanismos de almacenamiento de CO<sub>2</sub></i> .....	8
1.4 PRINCIPALES PROCESOS DE ALMACENAMIENTO DE CO <sub>2</sub> .....	11
1.4.1 <i>Sistema de almacenamiento geológico (Acuíferos Salinos Profundos)</i> .....	12
1.5 SITUACIÓN MUNDIAL Y DE MÉXICO EN EL ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO DE CO <sub>2</sub> .....	14
<b>CAPÍTULO 2. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN LA VIRGEN EN LA PROVINCIA DE COAHUILA</b> .....	<b>18</b>
2.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	18
2.2 ORIGEN DE LA CUENCA DE SABINAS .....	20
2.3 SEDIMENTOLOGÍA.....	23
2.4 ESTRATIGRAFÍA.....	45
2.4.1 <i>Complejo basal</i> .....	47
2.4.2 <i>Formación/Grupo Zuloaga</i> .....	48
2.4.3 <i>Formación Minas Viejas</i> .....	48
2.4.4 <i>Formación La Casita</i> .....	48
2.4.5 <i>Formación Arcosa San Marcos</i> .....	49
2.4.6 <i>Formación Menchaca</i> .....	50
2.4.7 <i>Formación Barril Viejo</i> .....	51
2.4.8 <i>Formación Padilla</i> .....	51
2.4.9 <i>Formación La Mula</i> .....	52
2.4.10 <i>Formación La Virgen</i> .....	53
2.4.11 <i>Formación Cupido</i> .....	54
2.4.12 <i>Formación La Peña</i> .....	56
2.4.13 <i>Formación Aurora</i> .....	57
2.4.14 <i>Formación Kiamichi</i> .....	57
2.4.15 <i>Formación/Grupo Washita</i> .....	58
2.4.16 <i>Formación Georgetown</i> .....	58
2.4.17 <i>Formación Del Río</i> .....	59

2.4.18 Formación Buda.....	59
2.4.19 Formación Indidura.....	59
2.4.20 Formación Eagle Ford.....	60
2.4.21 Formación Austin.....	60
2.4.22 Formación Upson.....	61
2.4.23 Formación San Miguel.....	61
2.4.24 Formación Olmos.....	62
2.4.25 Formación Escondido.....	62
2.4.26 Conglomerado Sabinas.....	63
2.4.27 Aluvión.....	63
2.5 MARCO ESTRUCTURAL.....	63
2.6 EVOLUCIÓN TECTÓNICA ESTRUCTURAL.....	68
<b>CAPÍTULO 3. FORMACIÓN LA VIRGEN COMO SISTEMA DE ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO DE CO<sub>2</sub>.....</b>	<b>70</b>
3.1 EVALUACIÓN REGIONAL DEL ÁREA DE SABINAS.....	72
3.2 SISTEMA DE ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO DE LA FORMACIÓN LA VIRGEN.....	78
3.3 EVALUACIÓN DEL SISTEMA DE ALMACENAMIENTO DE CO <sub>2</sub> .....	81
<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</b>	<b>88</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>90</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Emisiones de CO <sub>2</sub> en México producidas por diversos sectores; donde HFC: Hidrofluorocarburos, PFC: Perfluorocarbonos y SF <sub>6</sub> : Hexafluoruro de azufre (INE, 2006).....	4
<b>Figura 2.</b> Etapas del proceso de Captura y Almacenamiento Geológico de CO <sub>2</sub> (Mota, 2013).....	5
<b>Figura 3.</b> Visión general de los procesos y los sistemas de captación de CO <sub>2</sub> (IPCC, 2005).....	6
<b>Figura 4.</b> Costos, expresados en términos de dólares por tonelada de CO <sub>2</sub> transportado en relación con la distancia, para el transporte por gasoductos terrestres, gasoductos marítimos y buques (IPCC, 2005).....	8
<b>Figura 5.</b> Diagrama de fases del CO <sub>2</sub> (Bachu, 2003).....	9
<b>Figura 6.</b> Esquema en donde se observa la influencia de los diferentes mecanismos de entrapamiento de CO <sub>2</sub> con respecto al tiempo (Modificada de Bachu, <i>et al.</i> , 2007).....	10
<b>Figura 7.</b> Diferentes formas de almacenamiento de CO <sub>2</sub> en el subsuelo (IPCC, 2005).....	12
<b>Figura 8.</b> Variación en el tamaño y la resolución de las diversas capacidades de almacenamiento (Bachu <i>et al.</i> , 2007).....	13
<b>Figura 9.</b> Proyectos de CCS en el mundo (Global CCS Institute, 2011).....	15
<b>Figura 10.</b> Zonas de inclusión y de exclusión con potencial o no de almacenar geológicamente CO <sub>2</sub> de origen antropogénico en México (SENER-CFE, 2012).....	17
<b>Figura 11.</b> Localización del área de la Cuenca de Sabinas (Modificada de Eguiluz, 2007).....	19
<b>Figura 12.</b> Boceto de la Cuenca de Sabinas durante el Jurásico Medio (Eguiluz, 2001).....	21
<b>Figura 13.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Calloviano (?) al Oxfordiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Áreas de playa (shoreface) de la Formación La Gloria, y (2) Facies de sabkha (sal, anhidrita y carbonatos) de las formaciones Minas Viejas y Olvido (Eguiluz, 2001).....	24
<b>Figura 14.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Oxfordiano Superior al Kimmeridgiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Áreas de playa (shoreface) de la Formación La Gloria; (2) Carbonatos lagunares de la Formación Olvido (Eguiluz, 2001).....	25
<b>Figura 15.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Kimmeridgiano Medio. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies arenosas; (2) Facies de lutitas marinas profundas de la Formación La Casita (Eguiluz, 2001).....	26
<b>Figura 16.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Tithoniano. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Playa (shoreface) arenosa y; (2) Facies de lutitas marinas profundas de la Formación La Casita. (Eguiluz, 2001).....	27
<b>Figura 17.</b> Sección estratigráfica que muestra los cambios laterales entre los bloques de Monclova y Tamaulipas en la Formación La Casita (Jlc) y la Formación Menchaca (Kmc), la Formación Olvido (Jol), la Formación La Gloria (Jlg), y en el Triásico-Jurásico (Tj) (Eguiluz, 2001).....	28
<b>Figura 18.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Berriasiano. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Carbonatos de alta energía de la Formación Menchaca; (2) Baja energía, carbonatos de plataforma abierta de la Formación Taraises; (3a) Facies aluviales y (3b) Playa (shoreface) o facies de delta de la Formación San Marcos; (4) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston (Eguiluz, 2001).....	30
<b>Figura 19.</b> Modelo deposicional de los límites de secuencias entre 128,5 a 112 Ma en la Cuenca de Sabinas (modificado de Márquez, 1979 en Eguiluz, 2001).....	31
<b>Figura 20.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Hauteriviano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston; (3a) Areniscas de playa (shoreface) y (3b) Calizas limosas de la Formación Barril Viejo; (4) Calizas de plataforma abierta de la Formación Taraises (Eguiluz, 2001).....	33
<b>Figura 21.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Hauteriviano Superior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Facies de planicie aluvial de la	

Formación Hosston; (3) Facies arrecifales de la Formación Padilla (4) Facies calcáreas de plataforma abierta de la Formación Taraises; (5) Arenas de playa (shoreface) de las formaciones San Marcos y Hosston; (6) Facies de carbonatos lagunares de la Formación Padilla (Eguiluz, 2001). .....	34
<b>Figura 22.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Hauteriviano Superior al Barremiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Planicie aluvial de la Formación Hosston; (3) Limos, lutitas y areniscas rojizas de la Formación la Mula; (4) Carbonatos lagunares de la Formación Padilla; (5) Facies arrecifales de la Formación Cupido; (6) Carbonatos de plataforma abierta de la Formación Tamaulipas Inferior. El modelo depositacional se muestra en la Figura 19 (Eguiluz, 2001). .....	35
<b>Figura 23.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Barremiano Superior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Facies de playa (shoreface) de la Formación San Marcos; (3a) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston; (3b) Depósitos de playa (shoreface) de la Formación Hosston; (4) Sabkha evaporítico de la Formación La Virgen; (5) Facies de complejo arrecifal y post-arrecife de la Formación Cupido; (6) Facies carbonatadas de plataforma abierta de la Formación Tamaulipas Inferior; (7) Facies arrecifales de la Formación Padilla (Eguiluz, 2001). .....	36
<b>Figura 24.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Aptiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Arenas de playa (shoreface); (2) Facies lagunares de alta energía de la Formación Cupido; (3) Arrecife de Cupido; (4) Plataforma abierta carbonatada de la Formación Tamaulipas Inferior. El modelo depositacional se muestra en la Figura 19 (Eguiluz, 2001). .....	37
<b>Figura 25.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Aptiano Superior. (1) Lutitas y lodolita de las facies de cuenca de la Formación La Peña; (2) Areniscas de playa (shoreface) de la Formación Las Uvas (Eguiluz, 2001). .....	38
<b>Figura 26.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Cenomaniano Superior-Turoniano. Facies de plataforma abierta se identifican por (a) Lutitas y mudstones de la Formación Eagle Ford; (b) Calizas limosas (silty) de la Formación San Felipe; (c) Lutitas y carbonatos limosos (silty) de la Formación Indidura (Eguiluz, 2001). .....	41
<b>Figura 27.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Coniaciano. Facies de plataforma abierta: (a) Cretas y calizas wackestone de la Formación Austin; (b) Calizas y lutitas de la Formación Indidura; (c) Caliza limosa de la Formación San Felipe (Eguiluz, 2001). .....	42
<b>Figura 28.</b> Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Campaniano-Maestrichtiano-Paleógeno. (1) Facies continentales de planicie aluvial; (2a) Complejo de facies deltaicas de Nueva Rosita; 2b) Complejo de facies deltaicas de La Popa-Difunta (grupos Taylor, Navarro, Midway, Wilcox y Difunta); (3) Facies de lutita de prodelta (formaciones Parras-Méndez-Wilcox) (Eguiluz, 2001). .....	43
<b>Figura 29.</b> Sección estratigráfica de la Cuenca de Sabinas y área Piedras Negras (Pola, <i>et al.</i> , 2007). .....	46
<b>Figura 30.</b> Estilos estructurales de la Cuenca de Sabinas (Eguiluz, 1997 en Pola, <i>et al.</i> , 2007). .....	65
<b>Figura 31a, 31b y 31c.</b> Secciones estructurales de la Cuenca de Sabinas. Sección I-I' Complejo de basamento formado por esquistos paleozoicos que subyacen a los lechos rojos de Triásico Medio-Jurásico. Sección II-II' El campo Lampazos estructuralmente corresponde a un suave anticlinal con una falla inversa en la cima de las evaporitas de la Formación La Virgen. Sección III-III' Los campos Monclova y Huerta son pliegues por propagación de falla con despegue en el complejo de basamento (IMP y Eguiluz, 1997 en Pola, <i>et al.</i> , 2007) .	67
<b>Figura 32.</b> Diagramas de evolución tectónica de la Provincia Petrolera Sabinas-Burros-Picachos (Pemex-IMP, 2000). .....	69
<b>Figura 33.</b> Mapa de localización del área de Sabinas, en donde se observan los pozos analizados con respecto a las principales fuentes de emisión de CO <sub>2</sub> (Google Earth, 2015). .....	71
<b>Figura 34.</b> Mapa geológico del área de Sabinas (modificado de CFE, 2014). .....	74
<b>Figura 35.</b> Localización de las secciones en el área de Sabinas (modificado de CFE, 2014). .....	75

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Operaciones mundiales de almacenamiento de CO <sub>2</sub> a gran escala (Modificada de Herzog, 2009). .....	<b>16</b>
<b>Tabla 2.</b> Tasas de sedimentación de las secuencias de la cuenca de Sabinas y de la Plataforma de Coahuila (Eguiluz, 2001). .....	<b>45</b>
<b>Tabla 3.</b> Evaluación regional de acuerdo con la tabla propuesta por Bachu (2007) considerando 14 criterios para el área de Sabinas (CFE, 2014). .....	<b>73</b>
<b>Tabla 4.</b> Columnas geológicas de los pozos B Y E en la sección SW-NE en el área de Sabinas (CFE, 2014). .....	<b>76</b>
<b>Tabla 5.</b> Columnas geológicas de los pozos A, C Y D en la sección compuesta AC (WNW-ESE) - CD (SW-NE) de la región de Sabinas (CFE, 2014). .....	<b>77</b>
<b>Tabla 6.</b> Evaluación petrofísica de los intervalos de interés de la Formación La Virgen en la región de Sabinas. ....	<b>79</b>
<b>Tabla 7.</b> Cálculo de la capacidad de almacenamiento efectiva para un intervalo en metros cúbicos de la Formación La Virgen en la región de Sabinas. ....	<b>85</b>
<b>Tabla 8.</b> Cálculo de la capacidad de almacenamiento efectiva tomando en cuenta la densidad del CO <sub>2</sub> a la profundidad del intervalo de la Formación La Virgen en la región de Sabinas. ....	<b>86</b>
<b>Tabla 9.</b> Cálculo de la capacidad de almacenamiento efectiva para un intervalo de la Formación La Virgen en toneladas y kilotoneladas en la región de Sabinas. ....	<b>87</b>



## Resumen

La Cuenca de Sabinas es una depresión paleogeográfica que se encuentra limitada al norte por la Península o Plataforma de Tamaulipas, al sur por la Isla de Coahuila, al oriente por la Cuenca de Burgos y al poniente por la Cuenca de Chihuahua. Dentro de la cuenca se conocen dos áreas con intrusiones graníticas de edad permo-triásica; éstas corresponden a los altos de basamento de La Mula y Monclova. La Cuenca de Sabinas posee un área aproximada de 37 000 km<sup>2</sup>. Es una cuenca sedimentaria mesozoica, con un espesor de más de 5 000 m. Su génesis está relacionada con la apertura del protogolfo de México en el Jurásico Medio, y su extinción y deformación principal se debió al levantamiento tectónico laramídico en el Paleógeno. Se caracteriza por la presencia de rocas evaporíticas del Jurásico, carbonatos de plataforma del Jurásico Superior y rocas de ambientes sedimentarios de cuenca o aguas profundas del Cretácico.

Actualmente, México está comprometido a reducir sus emisiones de gases efecto invernadero (GEI), principalmente de CO<sub>2</sub>, a partir de 1900 fuentes estacionarias de grandes emisiones de CO<sub>2</sub> identificadas en el país. La entidad federativa con mayores emisiones de GEI es Coahuila, por lo que la región podría considerarse para la aplicación de la tecnología de CCS (Carbon Capture and Storage por sus siglas en inglés).

El CO<sub>2</sub> es un GEI que se encuentra naturalmente en la atmósfera, sin embargo, las actividades humanas aumentan significativamente su concentración contribuyendo al calentamiento global, por esta razón es importante que cada economía y nación comprometida con la reducción de GEI lleve a cabo un análisis cuidadoso de su condición actual y así poder elegir entre las diversas medidas de mitigación propuestas que le sean convenientes.

El conjunto de procesos que incluyen capturar, separar, transportar y almacenar el CO<sub>2</sub> que proviene de una emisión antropogénica fue definido como secuestro geológico de carbono (CCS) (IPCC, 2005). Las condiciones para que un sitio sea geológicamente

adecuado para el almacenamiento de CO<sub>2</sub> por largos periodos de tiempo debe incluir horizontes de roca permeables y porosos que permitan la inyección de CO<sub>2</sub>, además debe de contar con un mecanismo de entrapamiento que incluya un horizonte impermeable que sirva de confinamiento e impida una posible fuga y resurgencia del CO<sub>2</sub> a la atmósfera. Por esta razón, la Formación La Virgen en la Cuenca de Sabinas se considera un sitio con potencial para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> y ha sido seleccionada para su evaluación, que incluye la caracterización geológica a detalle de la región.

## **Abstract**

The Sabinas' Basin is a paleogeographic depression limited by the Tamaulipas's Peninsula in the north, in the south by the Coahuila's Island, by the Burgos's Basin to the east and by Chihuahua's Basin to the west. Within the basin two areas with granite intrusions of Permo-Triassic age are known; corresponding to the high basement of La Mula and Monclova. The Sabinas' Basin has an extension of 37 000 km<sup>2</sup>. It is a Mesozoic sedimentary basin, with an stratigraphic column of more than 5 000 m of thickness. Its genesis is related to the opening of the protogulf of Mexico in the Middle Jurassic, and the main Laramide deformation due to the tectonic uplift during the Paleogene. It is characterized by the presence of evaporites from the Jurassic platform carbonates of the Upper Jurassic rocks and sedimentary environments of deep water basin from the Cretaceous.

Currently, Mexico is committed to reducing its greenhouse gases (GHG) emissions, CO<sub>2</sub> mainly, from the large stationary source emissions identified as more than 1900 along the country. The federal entity with the largest emissions of GHG is Coahuila, that is the reason to select that region to be considered for CCS technology deployment (Carbon Capture and Storage).

The CO<sub>2</sub> is a GHG which naturally present in the atmosphere, but human activities significantly increase its concentration contributing to global warming, for this reason it is important for every economy and nation committed to reducing GHG to drive a careful analysis of its current status and be able to choose between different proposed mitigation measures that are convenient for them.

The set of processes including capture, separate, transport and store the CO<sub>2</sub> that comes from an anthropogenic emission was defined as geological sequestration (CCS) (IPCC, 2005). The site conditions for CO<sub>2</sub> geological permanent storage includes porous and permeable horizons to allow the CO<sub>2</sub> injection, a trapping mechanism including an impermeable horizon to avoid and prevent possible leakages and resurgence of CO<sub>2</sub> to the atmosphere. La Virgen Formation within the Sabina's Basin is considered as a

potential geological formation for CO<sub>2</sub> storage and its potential has been evaluated through a detailed geological site characterization.

## CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

### 1.1 Introducción

El CO<sub>2</sub> es un gas de efecto invernadero (GEI) que se encuentra naturalmente en la atmósfera, sin embargo las actividades humanas, aumentan significativamente su concentración contribuyendo al calentamiento global. La concentración natural de CO<sub>2</sub> en la atmosfera ha variado a lo largo de la historia del planeta; actualmente se acepta que una concentración menor de 0.04 % es adecuada para mantener el equilibrio en procesos naturales (SENER-CFE, 2012). El consumo de combustibles fósiles es la principal fuente de emisiones de GEI por actividades humanas, que muestran un impacto en el calentamiento global; como consecuencia se han desarrollado algunas propuestas para mitigar dichas emisiones.

La tecnología de captura y almacenamiento de CO<sub>2</sub> (CCS, por sus siglas en inglés) requiere de fuertes inversiones, despliegue de infraestructura y coordinación entre los principales sectores involucrados para que sea económicamente viable y considerada como una de las medidas de mitigación para enfrentar los retos ante el calentamiento global.

Actualmente, México está comprometido a reducir sus emisiones de CO<sub>2</sub> para los próximos años, en un 30 % para 2020 y en un 50 % para el 2050 (Foro de Davos, 2010); por esta razón la tecnología de CCS resulta de importancia para alcanzar dichas metas.

En México existen más de 1900 fuentes estacionarias emisoras de CO<sub>2</sub> a gran escala (SENER-CFE, 2012) destacando la industria generación de energía eléctrica, gas, petróleo y petroquímica, cemento y siderurgia y metalurgia, llas cuales serían las principales áreas de oportunidad para la aplicación de las tecnologías de almacenamiento geológico.

Coahuila es la entidad federativa con mayores emisiones de CO<sub>2</sub>, como consecuencia de las dos plantas generadoras de energía eléctrica por carbón y una planta

siderúrgica. Por esta razón, la región de Sabinas podría considerarse con el potencial para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> en formaciones salinas profundas. Para hacer el proceso de selección de un sitio geológico para el almacenamiento de CO<sub>2</sub> se deben hacer estudios que garanticen la seguridad del confinamiento, es decir, que no exista la posibilidad de fuga del gas almacenado. En consecuencia es muy importante realizar investigaciones geológicas detalladas, incluyendo un análisis de riesgo, el cual implica un mayor costo.

## 1.2 Objetivos

- Describir las principales características sedimentológico-estratigráficas de la Formación La Virgen en la región de Sabinas para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>.
- Identificar las propiedades petrofísicas y de depósito de la Formación La Virgen para evaluar su potencial como roca almacén y roca sello, con base en la estimación de la capacidad de almacenamiento de CO<sub>2</sub> a nivel regional en el área de Sabinas, Coahuila.

## 1.3 Tecnología de captura y almacenamiento de CO<sub>2</sub> (CCS)

El dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) es un gas de efecto invernadero que se encuentra naturalmente en la atmósfera. Durante las últimas décadas, las emisiones de CO<sub>2</sub> han incrementado considerablemente en todo el mundo debido a la actividad humana. Existen importantes esfuerzos para reducir o estabilizar las emisiones de gases efecto invernadero (GEI), mediante el desarrollo de energías renovables, el uso de tecnologías limpias y eficiencia energética como medidas de mitigación.

Existen distintas fuentes de emisión de CO<sub>2</sub>, antropogénicas y naturales; éstas últimas no han podido ser consideradas en algunos modelos científicos, lo que proporciona cierta incertidumbre ya que pueden llegar a ser emisiones significativas dependiendo de la magnitud del evento geológico, tal es el caso de las emisiones volcánicas. Los mecanismos geológicos que aportan CO<sub>2</sub> a la atmósfera se pueden considerar como

“lentos”, los cuales representan eventos de cientos o miles de años, y “rápidos”, con una duración de no más de 180 Ma. (Mota, 2013).

También existen distintos procesos que almacenan el CO<sub>2</sub> de manera natural como la fotosíntesis, el carbono atrapado en el permafrost, las aguas del Atlántico Norte que absorben cerca de 500 millones de toneladas de CO<sub>2</sub> al año, además de los bosques que capturan cerca del 35 % de CO<sub>2</sub> del planeta (Stanley, 2005). Los procesos geológicos de captura de CO<sub>2</sub> se desarrollan en periodos de tiempo de miles a millones de años, por ejemplo, las tasas de enterramiento de la materia orgánica en ambientes anóxicos, que es el principio de la formación de los combustibles fósiles.

Ante el panorama actual para reducir o estabilizar la emisiones de GEI, se ha intentado desarrollar la tecnología necesaria que permita imitar los procesos naturales de la Tierra de captura y almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> antropogénico.

Entre las diferentes opciones de almacenamiento que se conocen en el mundo, el almacenamiento geológico se define como el confinamiento del CO<sub>2</sub> en un depósito en el subsuelo que lo mantendrá ahí permanentemente (CCS: Carbon Capture and Storage).

El conjunto de procesos que incluyen capturar, separar, transportar y almacenar el bióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) proveniente de una fuente de emisión industrial es definida por el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, 2005), como Secuestro Geológico de Carbono (IEA, 2010).

En 2014, las emisiones globales de CO<sub>2</sub> relacionadas con la generación de energía muestran un dato de 32.3 Gt (Giga toneladas), sin cambios respecto al año anterior. Esto marca la primera vez en 40 años en los que hubo una interrupción o reducción de las emisión de GEI que no estaba asociado a una recesión económica (IEA, 2015). Desde hace algunos años, en México, el CO<sub>2</sub> representa casi el 70 % del total de las emisiones de GEI, y la principal fuente de CO<sub>2</sub> es la quema de combustibles fósiles para la generación de energía (Figura 1) (Jiménez, *et al.*, 2011).

México es también uno de los países que está comprometido internacionalmente para reducir sus emisiones GEI provenientes de actividades antropogénicas como son la generación de energía eléctrica a partir de la quema de combustibles fósiles, distintos procesos industriales y transporte, entre otras. El 80 % del consumo mundial de energía se basa en combustibles fósiles (IEA, 2015).

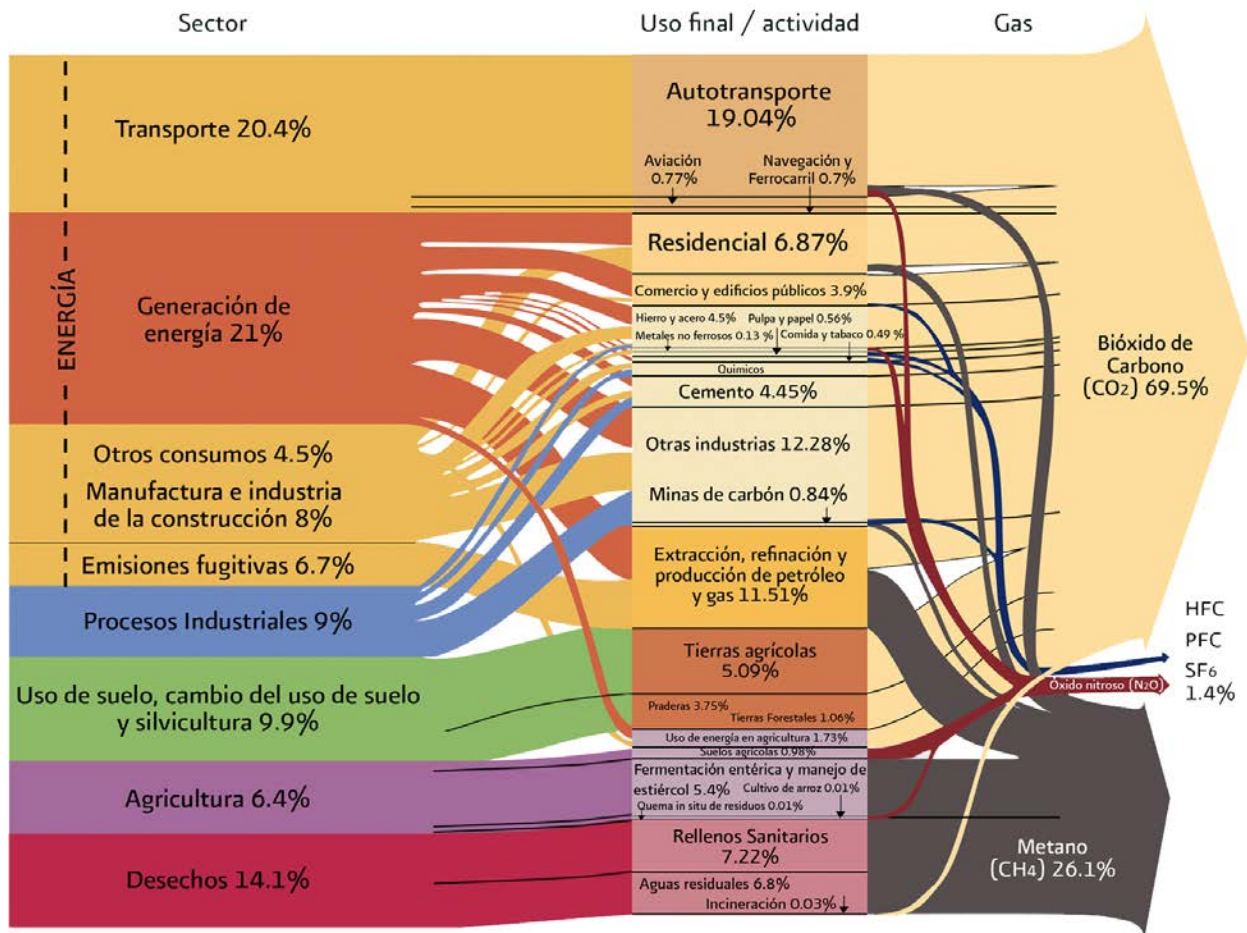


Figura 1. Emisiones de CO<sub>2</sub> en México producidas por diversos sectores; donde HFC: Hidrofluorocarburos, PFC: Perfluorocarbonos y SF<sub>6</sub>: Hexafluoruro de azufre (INE, 2006).

La inyección de CO<sub>2</sub> en formaciones geológicas se utilizó por primera vez en Texas, Estados Unidos, a inicio de 1970 para la Recuperación Mejorada de Hidrocarburos (EOR: Enhanced Oil Recovery), (Dávila, 2011). Pero fue hasta principios de 1990 cuando se realizó el primer trabajo de almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> relacionado con dicha actividad de la industria petrolera en la Cuenca de Alberta en Canadá.



Posteriormente en 1996, Statoil llevó a cabo el primer trabajo a gran escala en el Campo de Sleipner en Noruega con objeto de mitigar y reducir los GEI en la atmósfera; a partir de ese momento países como Indonesia, Argelia, Australia, entre otros, adoptaron dicha práctica (Herzog, 2009).

La tecnología de CCS sigue una serie de procesos que permite capturar y concentrar el CO<sub>2</sub> producido en las fuentes fijas de emisión a gran escala, generalmente relacionadas con la generación de energía, y transportarlo a un lugar apropiado para su inyección y almacenamiento, y así aislarlo de la atmósfera durante un largo periodo de tiempo y finalmente el monitoreo para asegurar su confinamiento (Figura 2), (IPCC, 2005).



Figura 2. Etapas del proceso de Captura y Almacenamiento Geológico de CO<sub>2</sub> (Mota, 2013).

### 1.3.1 Tecnologías de captura de CO<sub>2</sub>

Existen tres métodos principales en la tecnología de captura de CO<sub>2</sub>, que dependen principalmente del tipo de fuente emisora y del momento en que es aplicado el proceso.

Los principales procesos y sistemas de captura requieren una fase de separación del CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> u O<sub>2</sub> de un flujo de gas en gran escala. Las fases de separación pueden llevarse a término por medio de solventes físicos o químicos, membranas, absorbentes sólidos o mediante separación criogénica (Figura 3).

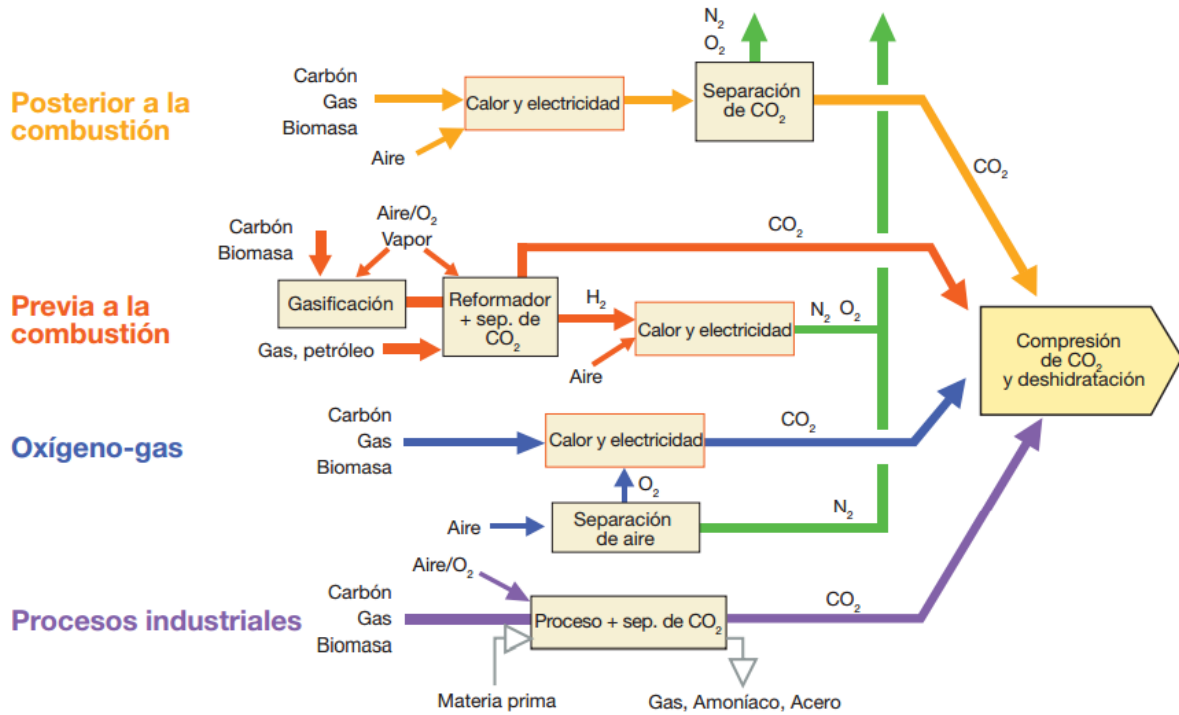


Figura 3. Visión general de los procesos y los sistemas de captación de CO<sub>2</sub> (IPCC, 2005).

Los sistemas de captura de *post-combustión* separan el CO<sub>2</sub> de los gases de combustión producidos por la ignición del combustible primario en el aire. Normalmente, estos sistemas usan un solvente líquido u orgánico, como la monoetanolamina (MEA), para captar la fracción de CO<sub>2</sub> presente en un flujo de gas de combustión (IPCC, 2005).

Los sistemas de captura de *pre-combustión* procesan el combustible primario en un reactor con vapor y aire para producir una mezcla que consiste en monóxido de carbono e hidrógeno, llamado gas de síntesis. Mediante la reacción del monóxido de carbono con el vapor en un segundo reactor de conversión se produce hidrógeno adicional y CO<sub>2</sub>. Entonces, la mezcla resultante de hidrógeno y CO<sub>2</sub> puede separarse en un flujo de gas de CO<sub>2</sub> y un flujo de hidrógeno. Si el CO<sub>2</sub> es almacenado, el hidrógeno será un producto energético sin carbono que podrá ser consumido para generar energía eléctrica y/o calor. Si bien las fases iniciales de conversión del combustible son más complejas, éstas son más favorables para la separación de CO<sub>2</sub> (IPCC, 2005).

Los sistemas de captura de *combustión de oxy-fuel* utilizan oxígeno (grado de pureza del 95 al 99 % en la mayor parte de los modelos) en lugar de aire para la combustión, con el objetivo de producir un gas compuesto principalmente por vapor de agua y CO<sub>2</sub> (más del 80 % de CO<sub>2</sub> en volumen). Entonces, el vapor de agua es sustraído mediante el enfriamiento y la compresión del flujo de gas (IPCC, 2005).

La infraestructura de separación requiere una gran inversión de capital y las tecnologías utilizadas deben adaptarse tanto a la fuente como al volumen de gas que se requiera procesar.

### 1.3.2 Transporte de CO<sub>2</sub>

Una vez captado el CO<sub>2</sub>, éste debe ser transportado desde el punto de captura hasta un lugar de almacenamiento, salvo en el caso de que las plantas estén ubicadas directamente sobre el lugar de almacenamiento geológico.

El principal medio de transporte de CO<sub>2</sub> es a través de ductos. El CO<sub>2</sub> gaseoso es comprimido a una presión superior a 8 MPa con el fin de evitar regímenes de flujo de dos fases y aumentar la densidad del CO<sub>2</sub>, facilitando y disminuyendo el costo del proceso de transporte. Otra forma de transporte es por medio de buques, dependiendo si la distancia es muy larga, o bien considerando el aspecto económico, tal es el caso de los gases de petróleo licuados, butano y propano (IPCC, 2005).

También el CO<sub>2</sub> puede ser transportado, aunque no es tan común, en camiones con cisternas isotérmicas a una temperatura muy inferior a la temperatura ambiente y a una presión mucho más baja (temperatura de -20 °C y a una presión de 2 MPa), esto debido a su alto costo de operación en comparación con los gasoductos.

Tomando en cuenta los aspectos relacionados con el medio ambiente, la seguridad y los riesgos, al igual que se aplican normas para la admisión de gas natural en los gasoductos, también deberían formularse normas mínimas para el transporte de CO<sub>2</sub> por medio de ductos a medida que se desarrolla la infraestructura, ya que actualmente no se cuenta con las regulaciones adecuadas, existiendo algunos aspectos que se

deben de tomar en cuenta como gasoductos que atraviesan zonas habitadas. También se requiere una selección detallada de la ruta, protección en caso de presión excesiva, detección de fugas y otros factores relativos al diseño. No obstante, no se prevé ningún obstáculo importante respecto del diseño de gasoductos para el transporte de CO<sub>2</sub>.

Los costos de transporte, como ya se mencionó anteriormente, varían según la distancia, el tipo de transporte y la cantidad de gas transportado (Figura 4).

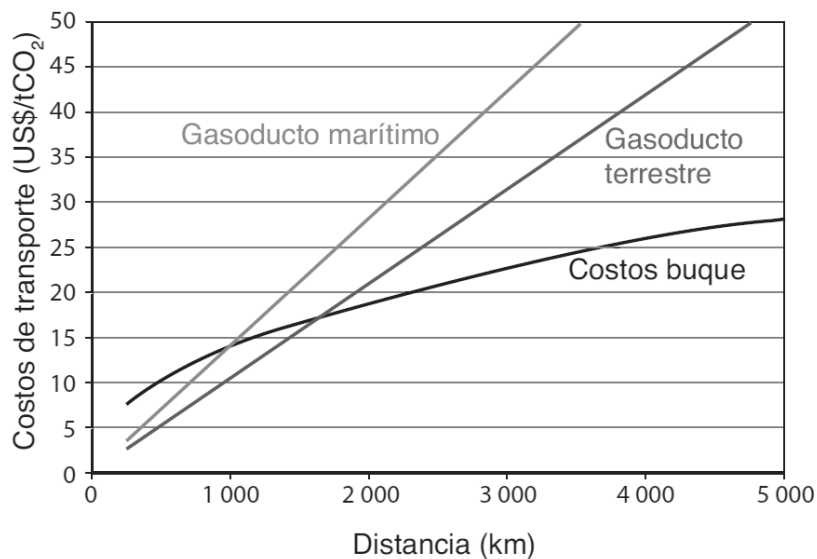


Figura 4. Costos, expresados en términos de dólares por tonelada de CO<sub>2</sub> transportado en relación con la distancia, para el transporte por gasoductos terrestres, gasoductos marítimos y buques (IPCC, 2005).

### 1.3.3 Mecanismos de almacenamiento de CO<sub>2</sub>

Los depósitos en los cuales se inyectará CO<sub>2</sub> deben de cumplir con ciertas características indispensables para su correcto funcionamiento, como una profundidad específica, porosidad y permeabilidad adecuadas, y encontrarse el gas en un estado supercrítico.

En condiciones estándar el CO<sub>2</sub> es un gas con una densidad de 1.872 kg/m<sup>3</sup> (un poco más pesado que el aire). El punto crítico para el CO<sub>2</sub> corresponde a condiciones de T<sub>c</sub>=31.1 °C y P<sub>c</sub>=7.38 MPa, donde T y P son la temperatura y la presión,

respectivamente, y el subíndice c indica el punto crítico. Para  $T < T_c$  y presiones por encima de la curva de vaporización, el  $\text{CO}_2$  es un líquido, mientras que para temperaturas y presiones por encima del punto crítico, el  $\text{CO}_2$  es un fluido supercrítico (Figura 5). En condiciones supercríticas, un fluido tiene propiedades diferentes, ya sea en la fase líquida o gaseosa, pero la más notable y relevante en este caso es la de alta densidad de los líquidos, ocupando todo el volumen disponible, como un gas. El aumento de la temperatura y la presión respecto a la profundidad en el subsuelo, tiene efectos opuestos sobre la densidad del  $\text{CO}_2$ , ya que ésta última aumenta rápidamente con la profundidad y luego se estabiliza o incluso disminuye, según el régimen geotérmico (Bachu, 2003). En la mayoría de los casos el  $\text{CO}_2$  que se inyecta profundamente en el subsuelo, se comporta como un fluido flotante incluso más ligero que el agua. Otra característica relevante del  $\text{CO}_2$  es su solubilidad en agua, que aumenta con el incremento de la presión y disminuye al aumentar la temperatura y la salinidad del agua (Bachu, 2008).

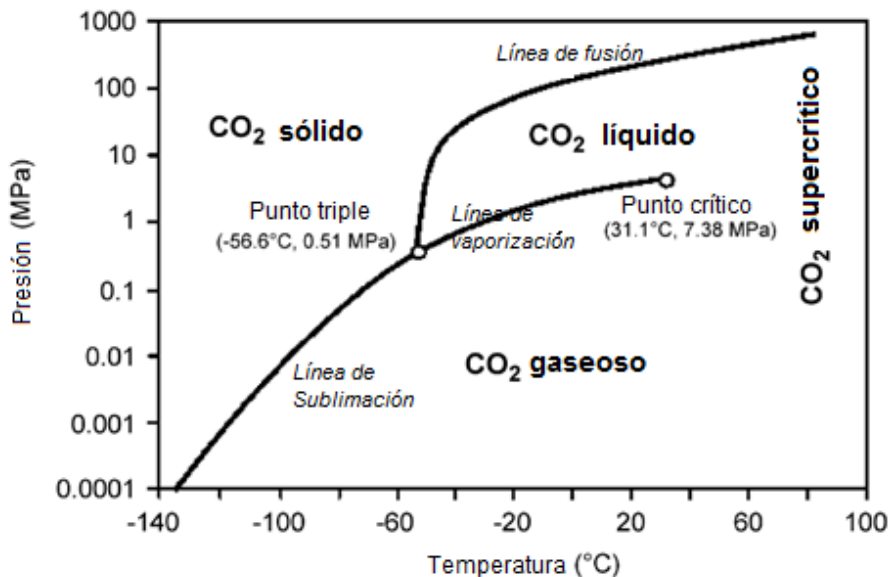


Figura 5. Diagrama de fases del  $\text{CO}_2$  (Bachu, 2003).

Una vez inyectado el  $\text{CO}_2$ , es retenido por diversas reacciones físico-químicas debido a la interacción con los fluidos de la formación y los minerales de las rocas (Figura 6), tales como:

- Entrampamiento físico en trampas estructurales o estratigráficas, donde la fase libre de CO<sub>2</sub> es atrapado físicamente por la disposición geométrica del yacimiento y de las unidades de roca (de una manera similar a las acumulaciones de hidrocarburos).
- Entrampamiento hidrodinámico, donde el CO<sub>2</sub> disuelto e inmisible viaja con el agua de formación por largos tiempos de residencia (migración y desplazamiento).
- Entrampamiento residual, donde el CO<sub>2</sub> queda atrapado en los espacios porosos por las fuerzas de presión capilar.
- Entrampamiento por solubilidad, donde el CO<sub>2</sub> se disuelve en el agua de formación.
- Entrampamiento mineral, donde el CO<sub>2</sub> precipita como nuevos minerales de carbonato.
- Entrampamiento por adsorción, donde el CO<sub>2</sub> se adhiere a la superficie del carbón (CO2CRC, 2008).

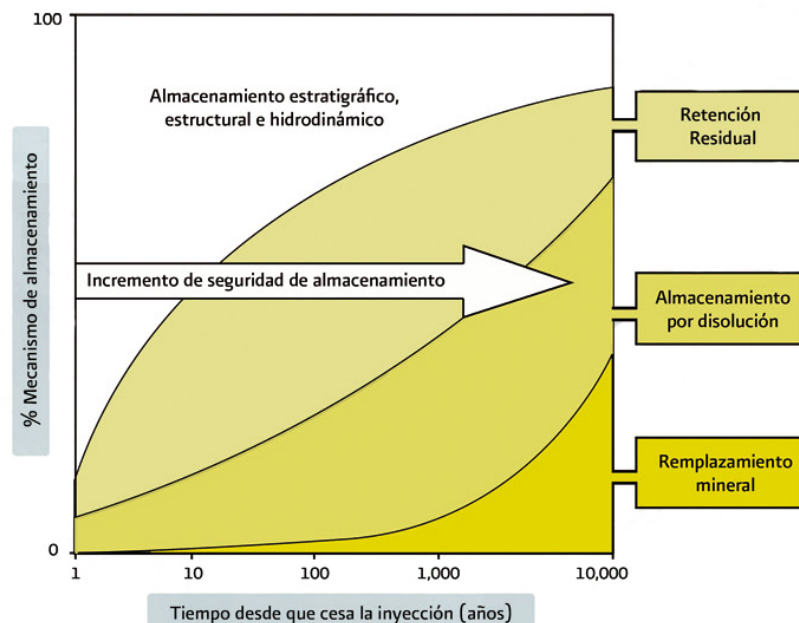


Figura 6. Esquema en donde se observa la influencia de los diferentes mecanismos de entrapamiento de CO<sub>2</sub> con respecto al tiempo (Modificada de Bachu, *et al.*, 2007).

## 1.4 Principales procesos de almacenamiento de CO<sub>2</sub>

Existen 4 tipos de almacenamiento geológico principales que pueden ser considerados (Figura 7):

El primer proceso corresponde a los yacimientos de petróleo y gas agotados, en donde el CO<sub>2</sub> es inyectado rellorando los espacios vacíos que dejaron dichos fluidos en la formación de la cual fueron extraídos.

El segundo proceso es la recuperación mejorada de hidrocarburos (EOR: Enhanced Oil Recovery), que consiste en aumentar la presión del yacimiento inyectando el CO<sub>2</sub> para obtener un volumen adicional de gas o aceite; actualmente es la más utilizada ya que tiene un valor económico importante.

El tercer proceso se refiere a utilizar las formaciones o acuíferos salinos profundos como almacén, que por su alto grado de salinidad no son utilizables por el hombre o la industria. Esta opción es la que mayor potencial de almacenamiento tiene, pero no cuenta con una remuneración económica como es el caso de EOR.

El cuarto y último tipo de depósito tiene lugar en los yacimientos de carbón que no son económicamente atractivos. En este caso se inyecta el CO<sub>2</sub> para desplazar y remplazar al metano de los mantos de carbón (SENER-CFE, 2012).

Actualmente se utilizan nuevos estudios que permiten desarrollar o aplicar las tecnologías donde el CO<sub>2</sub> funciona como materia prima y de esta forma evitan su presencia en la atmósfera.



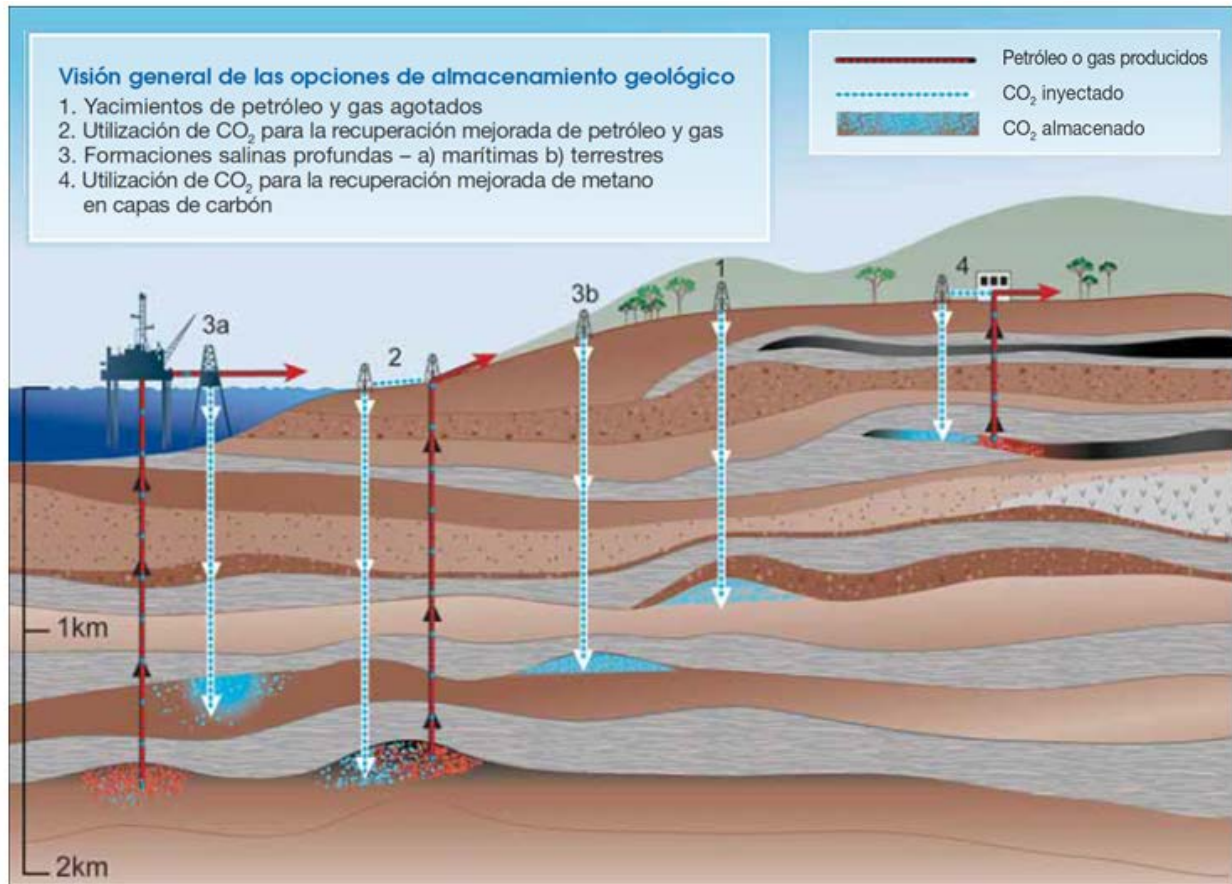


Figura 7. Diferentes formas de almacenamiento de CO<sub>2</sub> en el subsuelo (IPCC, 2005).

#### 1.4.1 Sistema de almacenamiento geológico (Acuíferos Salinos Profundos)

Para la selección de un lugar apropiado para el almacenamiento de CO<sub>2</sub>, deben considerarse las características geológicas, factores regulatorios, ambientales y sociales. Bachu, *et al.*, 2007, proponen que la evaluación obedezca a una secuencia en la que al disminuir la escala aumente el nivel de resolución, definiendo 5 escalas de estudio y 3 niveles de resolución (Figura 8).

La aplicación de las diversas tecnologías y metodologías existentes, especialmente provenientes de la industria petrolera, sirven para poder conocer las características del yacimiento o reservorio y saber si se cumple con los requerimientos para realizar el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>. De igual forma, sirven para identificar los mecanismos de entrapamiento y determinar las propiedades del gas y los fluidos de la



formación una vez realizada la inyección para modelar su comportamiento en el espacio-tiempo y prevenir riesgos de fuga.

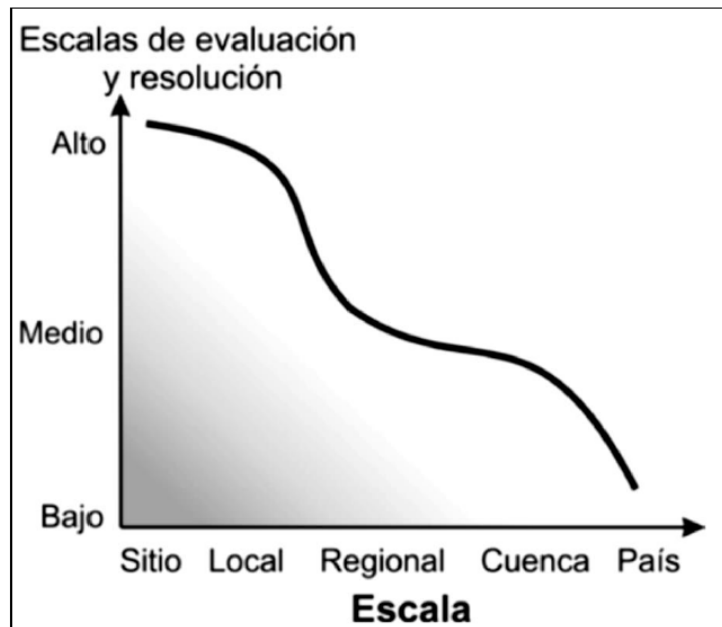


Figura 8. Variación en el tamaño y la resolución de las diversas capacidades de almacenamiento (Bachu *et al.*, 2007).

Para definir los elementos del sistema de almacenamiento existe una analogía con los elementos del sistema petrolero: *roca almacén*, *roca sello* y *trampa*, pero en este caso no se requiere de una roca generadora, sincronía o migración.

Los parámetros críticos a considerarse para el buen funcionamiento del sistema de almacenamiento son: la profundidad, la cual debe ser mayor a los 800 m; la unidad litológica almacén debe tener una porosidad mayor al 8 % y una permeabilidad mayor a 0.1 mD; la existencia de una trampa ya sea de tipo estructural y/o estratigráfica; y finalmente una roca sello superior, aunque se recomienda que haya más de un sello para prevenir posibles fugas.

Es de gran importancia que la unidad seleccionada corresponda a un acuífero salino profundo (salinidad del agua de formación mayor a 10 000 ppm), y que el área seleccionada no esté invadiendo alguna zona de interés o producción petrolera ni

yacimientos naturales de CO<sub>2</sub>; éste es un criterio que se utilizó en la evaluación en México por cuestiones técnicas, sin embargo hay casos en el mundo en los que pueden coexistir ambas prácticas: producción o actividad petrolera y almacenamiento de CO<sub>2</sub>, siempre y cuando las unidades estén perfectamente definidas y las operaciones de una no afecten el desarrollo de la otra.

Los acuíferos salinos profundos, también llamados formaciones salinas profundas, son un yacimiento (formación porosa) cuyo fluido es agua con una salinidad mayor a la protegida por las regulaciones ambientales, 10 000 ppm STD (estándar) y por estas razón no es apto para el consumo humano, la agricultura o uso industrial.

El CO<sub>2</sub> puede ser almacenado en formaciones salinas profundas mediante diferentes mecanismos de entrapamiento (CO<sub>2</sub>CRC, 2008) que dependerán de las condiciones litológicas, los fluidos de la formación y el tiempo de interacción entre dichos elementos.

### 1.5 Situación mundial y de México en el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>

Los proyectos de CCS (Carbon Capture and Storage) se pueden definir de acuerdo a su escala de desarrollo:

- Piloto (<20 Kt (Kilotoneladas) de CO<sub>2</sub>/año): el objetivo es aplicar la tecnología de CCUS a pequeña escala para medir datos y así poder obtener información para futuras acciones.
- Demostrativo (< 500 Kt de CO<sub>2</sub>/año): es una etapa a mediana escala que pretende comprobar la efectividad, seguridad y alcance de esta tecnología.
- Comercial (> 500 Kt de CO<sub>2</sub>/año): esta escala se realiza una vez que ha sido aprobada la tecnología y se considera que su desarrollo generará beneficios económicos y/o sociales (SENER, 2014).

Actualmente en el mundo existen diferentes tipos de proyectos para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> en los diversos medios establecidos (Figura 9).

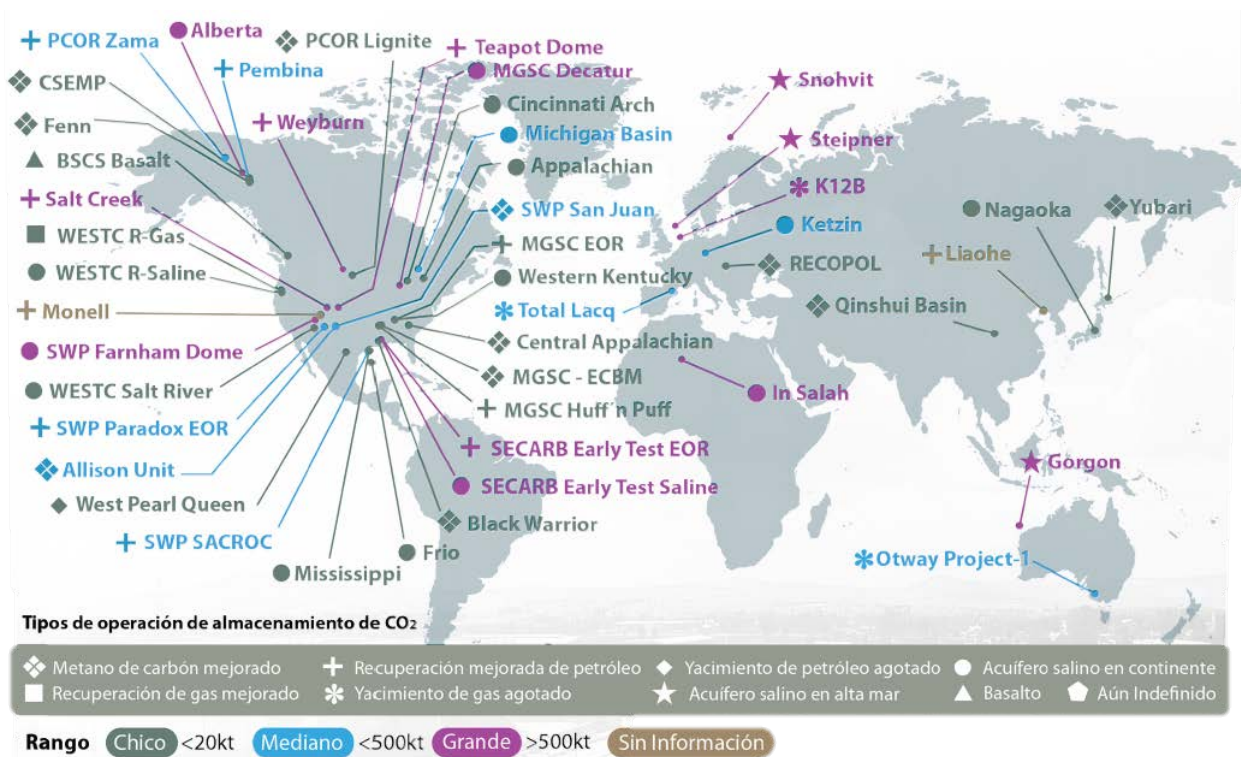


Figura 9. Proyectos de CCS en el mundo (Global CCS Institute, 2011).

Para el 2013 se tenían reconocidos 65 proyectos a gran escala de los cuales 20 se encuentran en operación, con una capacidad de almacenamiento superior a 33 millones de toneladas (Mton) de CO<sub>2</sub> al año.

Existen 4 proyectos que más han aportado conocimiento y demostrado las tecnologías para la captura, transporte y almacenamiento permanente de CO<sub>2</sub> antropogénico, así como el monitoreo y verificación (Tabla 1).

PROYECTO	LIDER	LOCALIZACIÓN	FUENTE DE CO <sub>2</sub>	PROCESO DE ALMACENAMIENTO DE CO <sub>2</sub>
<b>SLEIPNER (1996)</b>	Statoil	Mar del Norte, Noruega	Procesamiento de gas	Formación salina
<b>WEYBURN (2000)</b>	Pan Canadian	Saskatchewan, Canadá	Gasificación de carbón	EOR
<b>IN SALAH (2004)</b>	BP	Argelia	Procesamiento de gas	Yacimiento de gas agotado
<b>SNOVIT (2008)</b>	Statoil	Mar Barents, Noruega	Procesamiento de gas	Formación salina

Tabla 1. Operaciones mundiales de almacenamiento de CO<sub>2</sub> a gran escala (Modificada de Herzog, 2009).

A partir de 2008 México ha emprendido diversas acciones con la intención de poder implementar la tecnología de Captura, Uso y Almacenamiento de CO<sub>2</sub> (CCUS: Carbon Capture Use and Storage), por lo que la Secretaría de Energía (SENER) consideró pertinente ordenar los esfuerzos realizados y establecer lo que se deberá hacer a futuro, con el objetivo de optimizar los resultados y obtener sus beneficios lo antes posible. Dichos ordenamientos se encuentran plasmados en el Mapa de Ruta Tecnológica (MRT) de CCUS en México publicado por la SENER en 2014 y bajo el cual se rigen todas las actividades encaminadas a la implementación de dicha tecnología.

De acuerdo con la Agencia Internacional de Energía (IEA) en el 2010, el 19 % de la mitigación de GEI debe provenir de la Captura y Almacenamiento de CO<sub>2</sub> (CCS), del cual el 10 % deberá disminuirse mediante la aplicación de esta tecnología en la industria de generación de energía eléctrica.

De esta manera, es indispensable contar con la evaluación del potencial de almacenamiento de CO<sub>2</sub>, y un marco regulatorio que permita el desarrollo de proyectos piloto y demostrativos de CCS asociado a EOR, en corto y mediano plazo, y en acuíferos salinos profundos a largo plazo.

Tomando en cuenta el MRT, es indispensable la selección de sitios con potencial de almacenamiento de CO<sub>2</sub> haciendo las evaluaciones geológicas correspondientes para un confinamiento del CO<sub>2</sub> de manera segura. De esta forma se han realizado estudios de evaluación y clasificado las cuencas sedimentarias del país, clasificándolas en zonas de inclusión y zonas de exclusión identificando 11 provincias potenciales para el almacenamiento de CO<sub>2</sub> (Figura 10).



Figura 10. Zonas de inclusión y de exclusión con potencial o no de almacenar geológicamente CO<sub>2</sub> de origen antropogénico en México (SENER-CFE, 2012).

En la provincia de Coahuila, en donde se encuentran las mayores fuentes emisoras fijas de CO<sub>2</sub> asociadas a la generación de energía (carboeléctricas Carbón I y Carbón II), y se ha estimado un potencial teórico de almacenamiento de CO<sub>2</sub> de 13 Gt (SENER-CFE, 2012) repartidas en 12 sectores en las formaciones Glen Rose, Mcknight, Edwards, Hosston y La Virgen, esta última objeto del presente estudio.

## CAPÍTULO 2. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN LA VIRGEN EN LA PROVINCIA DE COAHUILA

El mayor riesgo que puede existir en el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> es la fuga, siendo la principal razón para realizar una selección de sitio adecuada que garantice su estabilidad. La caracterización del lugar requiere la recolección y análisis de una gran cantidad de datos geológicos y geofísicos, además, de la estimación de la capacidad de almacenamiento de CO<sub>2</sub>. En la evaluación a escala cuenca realizada por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) se seleccionaron 9 provincias principales con potencial, sin embargo, se requieren estudios más detallados a la escala regional.

Considerando que los acuíferos salinos profundos son una de las mejores opciones para almacenar CO<sub>2</sub> en el subsuelo, se han realizado estudios para delimitar zonas con la capacidad de almacenar CO<sub>2</sub> de origen antropogénico, para así poder determinar un sitio donde sea posible la inyección del fluido, considerándose la provincia de Coahuila, específicamente la Formación La Virgen dentro de la región de Sabinas como prioridad de análisis.

### 2.1 Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en la porción noreste de México, abarcando gran parte del estado de Coahuila y la parte noroccidental del estado de Nuevo León. La Cuenca de Sabinas es una depresión paleogeográfica limitada al norte por la Península o Plataforma de Tamaulipas, al sur por la Isla de Coahuila, al oriente por la Cuenca de Burgos y al poniente por la Cuenca de Chihuahua. Dentro de la cuenca se conocen dos áreas con intrusiones graníticas de edad permo-triásica, que corresponden a los altos de basamento de La Mula y Monclova (Wilson, 1990). La Cuenca de Sabinas posee un área de 37 000 km<sup>2</sup> (Figura 11). Es una cuenca sedimentaria mesozoica, con un espesor de más de 5 000 m de rocas depositadas en ambiente marino; su génesis está relacionada con la apertura del protogolfo de México en el Jurásico Medio, y su

extinción y deformación principal se debió al levantamiento tectónico laramídico en el Paleógeno (Eguiluz, *et al.*, 2000).

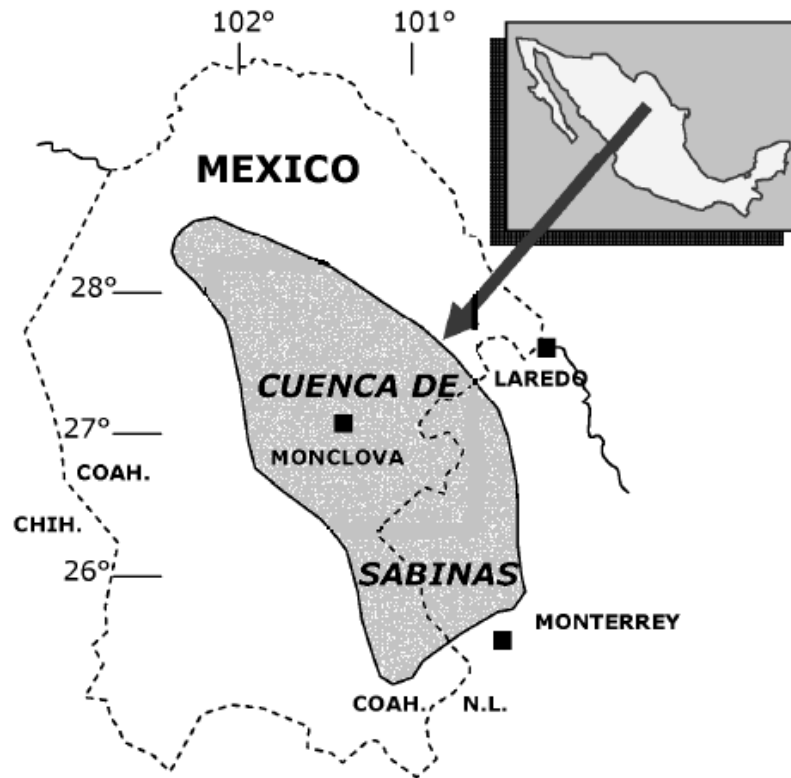


Figura 11. Localización del área de la Cuenca de Sabinas (Modificada de Eguiluz, 2007).

Las principales vías de acceso a la zona son por el extremo sur hacia el poblado de Monclova, por donde se ubica la carretera federal N° 57, la cual corre en un sentido SW-NE y se vincula con el poblado de Allende que a su vez se bifurca en dos vías; hacia el norte rumbo al poblado de Zaragoza por la carretera federal N° 29 Morelos-Ciudad Acuña y hacia la carretera Nava-Allende que corresponde a la continuación de la misma N° 57 la cual llega al poblado de Piedras Negras.

En el extremo sureste del área de estudio se encuentra el poblado de Nuevo Laredo, el cual se conecta con la carretera federal N°2 Nuevo Laredo-Piedras Negras, ésta corre en todo el extremo este del polígono y en un sentido SE-NW para llegar al poblado de

Piedras Negras y posteriormente por la misma carretera federal en el tramo Piedras Negras-Ciudad Acuña.

La exploración en el área se inició en la década de los 30's y no es sino hasta 1975 que Petróleos Mexicanos establece producción comercial en la Cuenca de Sabinas con la perforación del pozo Buena Suerte-2A, el cual resultó productor de gas seco en carbonatos naturalmente fracturados del Cretácico Inferior en el Play Padilla Dolomítico. A la fecha se han desarrollado 6 campos en los plays La Gloria y La Casita del Jurásico Superior y La Virgen, Padilla, Taraises y Georgetown del Cretácico Inferior, que han acumulado una producción de 390 MMMpc de gas. Adicionalmente se tiene producción establecida en los campos Minero, Pirineo y Forastero (Pola, *et al.*, 2007).

Esta provincia ha sido seleccionada como una zona con potencial para la aplicación de tecnologías de CCS por la cantidad de fuentes emisoras fijas. Las principales fuentes de emisión se localizan cercanas a Piedras Negras donde CFE cuenta con dos plantas carboeléctricas (Carbón I y Carbón II), (CFE, 2014), por lo cual este uno de los principales objetivos de esta tesis se enfoca en la localización encontrar sitios potenciales de almacenamiento de CO<sub>2</sub> en dicha región.

## 2.2 Origen de la Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas fue inicialmente delimitada al noreste y el suroeste por una serie de bloques de falla altos y bajos (Eguiluz, 2001). Los bloques altos del arco de Tamaulipas y la península de Coahuila son los principales límites paleotectónicos y paleogeográficos de la cuenca que han persistido a lo largo del tiempo (Figura 12). La Cuenca de Sabinas se encuentra en una depresión formada por una serie de bloques bajos que se elevan hacia el noroeste y separa a la Cuenca de Sabinas de la Cuenca de Chihuahua (Eguiluz, 1984).



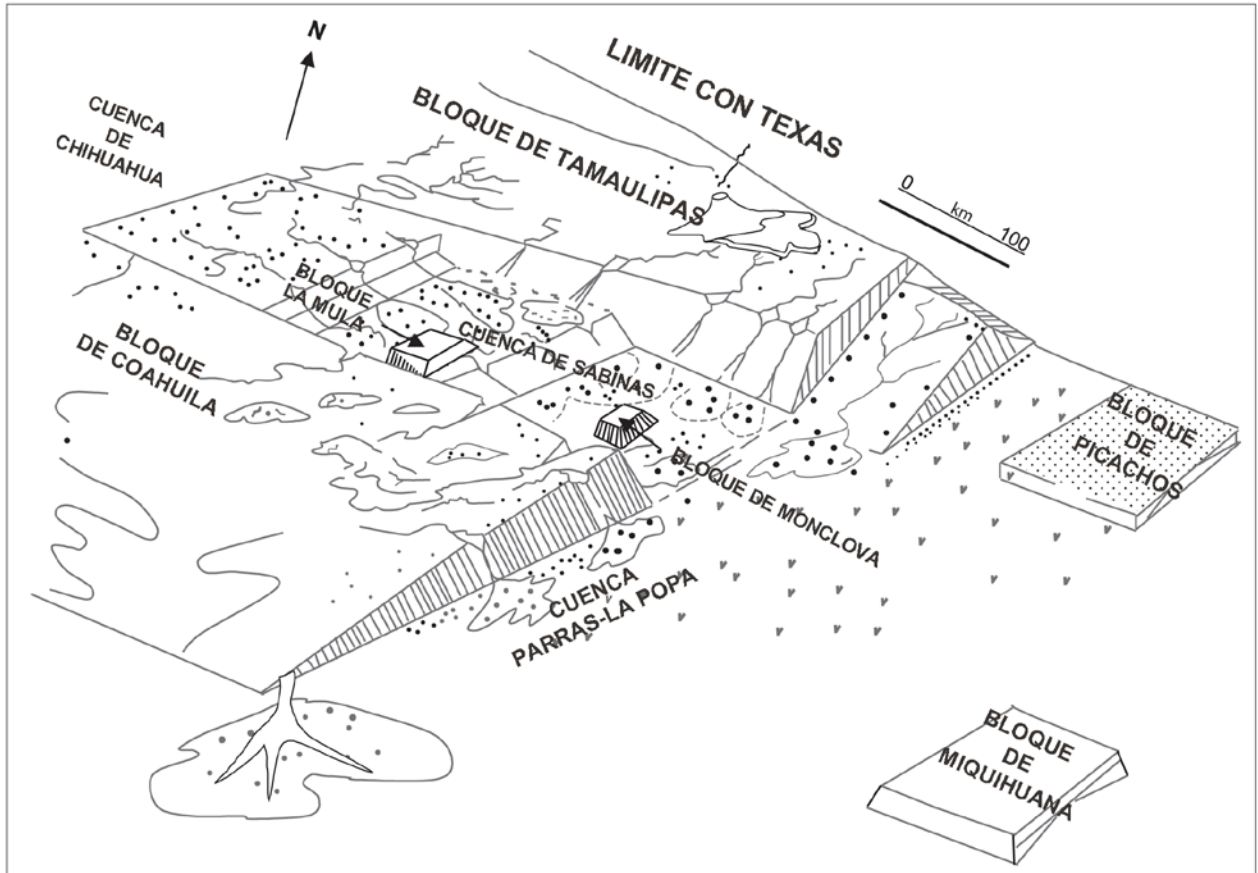


Figura 12. Boceto de la Cuenca de Sabinas durante el Jurásico Medio (Eguiluz, 2001).

En términos generales, la composición litológica de los bloques es diferente de una región a otra. En el bloque de Coahuila son rocas sedimentarias pérmicas con intercalación de rocas pennsylvánicas y rocas volcánicas.

Hacia el este de la Cuenca de Sabinas, en el bloque de Tamaulipas, predominan los esquistos y gneisses que son parte de un complejo basamento con edades relativas del Pérmico Temprano al Triásico Temprano.

En las áreas marginales de cuenca, rocas ígneas intrusivas de composición calcoalcalina predominan con edades desde el Triásico Medio al Oxfordiano Temprano.

Aunque las rocas sedimentarias basales del Mesozoico no están expuestas en la Cuenca de Sabinas, datos de pozo han permitido interpretar que las rocas sedimentarias más viejas de la cuenca son conglomerados derivados de los bloques

elevados del complejo basal preexistente durante un periodo de fallamiento activo. En general los conglomerados son clasto-soportado, los clastos son sub-redondeados a sub-angulares, que consisten en gran parte de rocas ígneas afaníticas con algunos minerales ferromagnesianos. Estos estratos de conglomerados parecen ser depósitos de un abanico aluvial del pre-Oxfordiano, con espesores que varían de unos pocos metros hasta más de 1000 m; los mejores espesores se localizan en los márgenes de la cuenca y son muy delgados o ausentes en los bloques de Tamaulipas y Coahuila. Algunos autores clasifican la Cuenca de Sabinas como una cuenca intracratónica (Charleston, 1973; Alfonso, 1978).

Se tienen 3 fases reconocidas de la historia del complejo basal: la más antigua, del Paleozoico Tardío al Triásico Temprano, comenzó con la sedimentación siliciclástica marina y volcanismo andesítico que fueron comprimidos durante la orogenia Marathon-Ouachita e intrusionados por stocks graníticos de un arco magmático persistente. La segunda fase fue el vulcanismo a largo plazo y la actividad plutónica que avanzaba desde el oeste hacia el este de México durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano (Eguiluz, 2001). Este fue sucedido por otro período de compresión (a principios del Jurásico Medio [?]) el cual deforma las formaciones Zacatecas, Huayacocotla y La Boca (Eguiluz, 2000). La tercera fase corresponde a una ruptura inicial, que dio lugar a la deformación extensional y fragmentación de los bloques inclinados. El bloque de Coahuila estaba inclinado hacia el oeste y hacia el suroeste, según lo documentado por los depósitos deltaicos del Jurásico-Neocomiano que se acuñan en su margen suroeste y los depósitos aluviales que flanquean a su margen nororiental (Eguiluz-Aranda, 1984). Los márgenes de la Cuenca de Sabinas pudieron haber tenido paredes inclinadas, como se sugiere por la presencia de estratos estrechos de guijarros gruesos y cantos rodados de conglomerados como se observan en ciertos datos de pozo de la cuenca, que sugieren una rápida subsidencia a lo largo de un margen estrecho de la cuenca (Eguiluz, 2001).

El magmatismo calco-alcálico se produjo durante las etapas tempranas e intermedias de desarrollo del rift, que se logró por la depositación de los conglomerados continentales, luego por evaporitas (sal) durante la incursión marina inicial en las partes

más profundas de la cuenca, y finalmente por vulcanismo basáltico durante la etapa más avanzada y final del rift. El rifting, el magmatismo basáltico y la primera depositación de sedimentos marinos son considerados para ser asociados con la formación temprana del Golfo de México (Eguiluz, 2001).

### 2.3 Sedimentología

El análisis del modelo sedimentario de la región es de gran importancia de esta manera se puede tener una mejor visión de lo que representa y los riesgos que conlleva para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>.

Se reconocen 3 principales súper-secuencias depositacionales en la Cuenca de Sabinas asociadas con el rift, la deriva (drift) y las etapas de evolución de la misma.

La *súper-secuencia 1* consiste de conglomerados, intercalaciones de sal con rocas terrígenas de grano fino de color rojo y verde, anhidrita y carbonatos que alcanzan un espesor de más de 2500 m. Por su posición estratigráfica, este periodo de depósito probablemente ocurrió durante el Calloviano (?) y Oxfordiano Inferior (Goldhammer, *et al.*, 1991). Estas rocas se presentan principalmente en la parte central de la cuenca (Figura 13). Hacia la Península de Tamaulipas, la sal decrece en espesor o desaparece, para ser remplazada por anhidrita y carbonatos que juntos tienen un espesor de 500 m. Estas unidades estratigráficas precipitadas químicamente corresponden con las formaciones Minas Viejas y Olvido. La Formación Minas Viejas está compuesta principalmente por sal, y la Formación Olvido en sus dos tercios inferiores consiste de anhidrita con intercalación de carbonatos, y en su tercio superior es dominada por carbonatos de alta energía asignados para la siguiente súper-secuencia. Este ciclo 1 de depósito de la *súper-secuencia 1* ocurrió en un ambiente de sabkha y en ambientes marinos costeros durante un periodo de subsidencia continua.

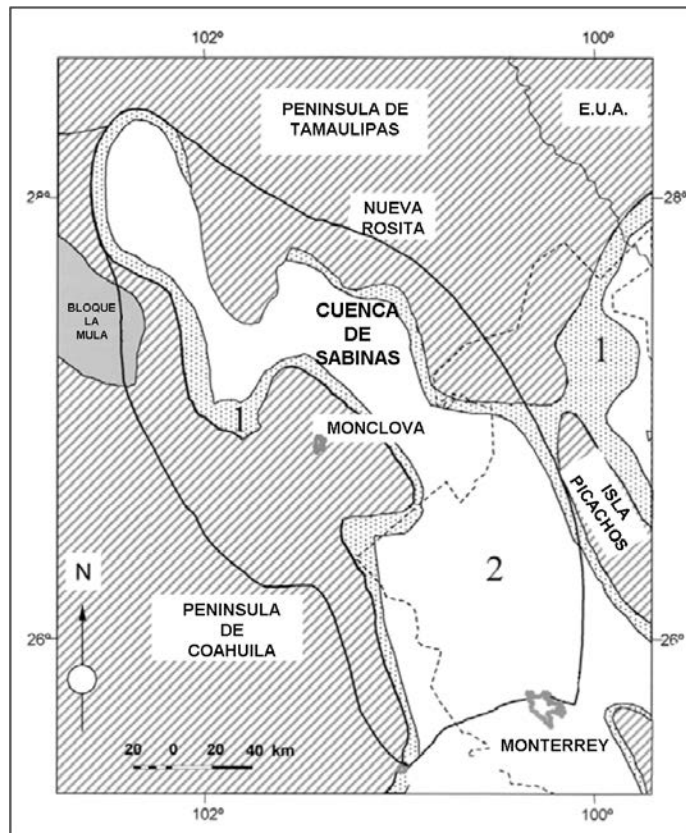


Figura 13. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Calloviano (?) al Oxfordiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Áreas de playa (shoreface) de la Formación La Gloria, y (2) Facies de sabkha (sal, anhidrita y carbonatos) de las formaciones Minas Viejas y Olvido (Eguiluz, 2001).

La *súper-secuencia* 2 representa el estado de drift y comprende varios ciclos de depósito (II, III y IV); el ciclo II abarca del Oxfordiano Superior al Berriasiano, el ciclo III el Aptiano; y el ciclo IV del Aptiano al Cenomaniano. La base del ciclo II parece ser un límite de secuencia erosionado representada por una zona de brechas en la parte superior de las evaporitas de la Formación Olvido. La zona brechada subyace el tercio superior de dicha formación y consiste predominantemente de carbonatos de alta energía. El límite del ciclo superior está marcado por un cambio de litología y la ausencia de fósiles del Valanginiano Inferior.

El tercio superior de la Formación Olvido consiste de carbonatos con nódulos de evaporitas, calcarenitas y grainstones oolíticos de alta energía depositados en un

complejo de plataforma carbonatada. Los ambientes marinos profundos son representados hacia la parte superior de la formación, donde predominan wackestone bioclásticos y lutitas predominan, además de contener ammonites del Kimmeridgiano Inferior. Estas unidades de carbonato marcan un sistema transgresivo (TST) que las posicionan sobre los terrígenos costeros de la Formación La Gloria (Figura 14). El espesor de los carbonatos alcanza un máximo de 400 m echado abajo.

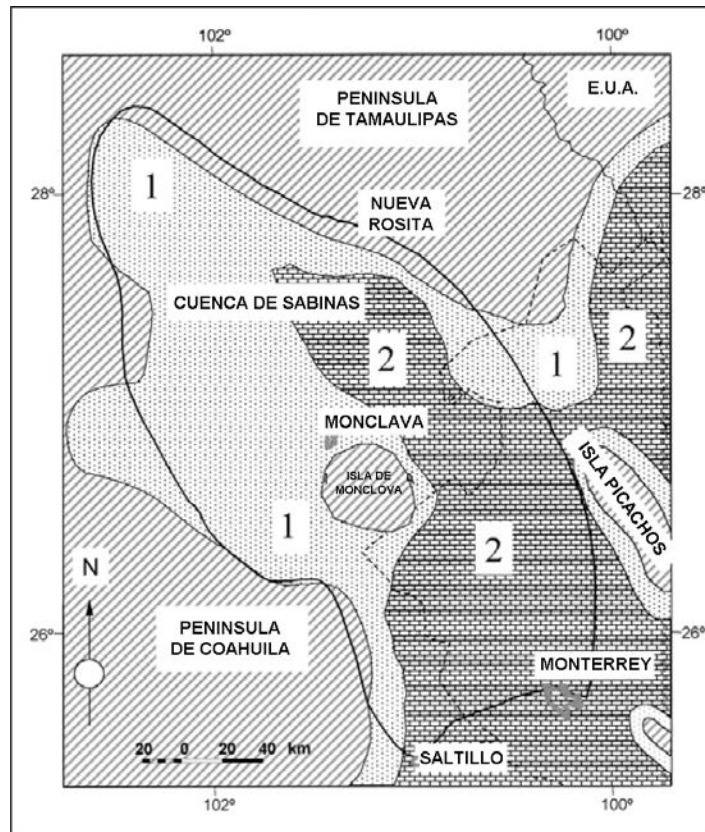


Figura 14. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Oxfordiano Superior al Kimmeridgiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Áreas de playa (shoeface) de la Formación La Gloria; (2) Carbonatos lagunares de la Formación Olvido (Eguiluz, 2001).

Las formaciones Olvido y La Gloria están cubiertas por lutitas carbonosas negras de la Formación La Casita (Imlay, 1937 citado en Eguiluz 2001), cuyo miembro basal representa una superficie de inundación máxima (MFS), que cubre un área más amplia que la del ciclo anterior. En la Cuenca de Sabinas, la Formación La Casita consta de tres miembros: un miembro inferior de lutitas, un miembro medio de intercalaciones de

areniscas con carbonatos, y un miembro superior de lutitas. Las lutitas, carbonatos y areniscas de la Formación La Casita registran una transgresión continua e indican profundización gradual de la cuenca. Durante este tiempo, el límite noroeste de la cuenca estaba inundado, y el Bloque La Mula estaba rodeado por el mar. Las cuencas de Sabinas y Chihuahua probablemente estaban conectados en ese momento, y los bloques de Coahuila y Tamaulipas, probablemente, fueron separados por un canal marino (Figuras 15 y 16).

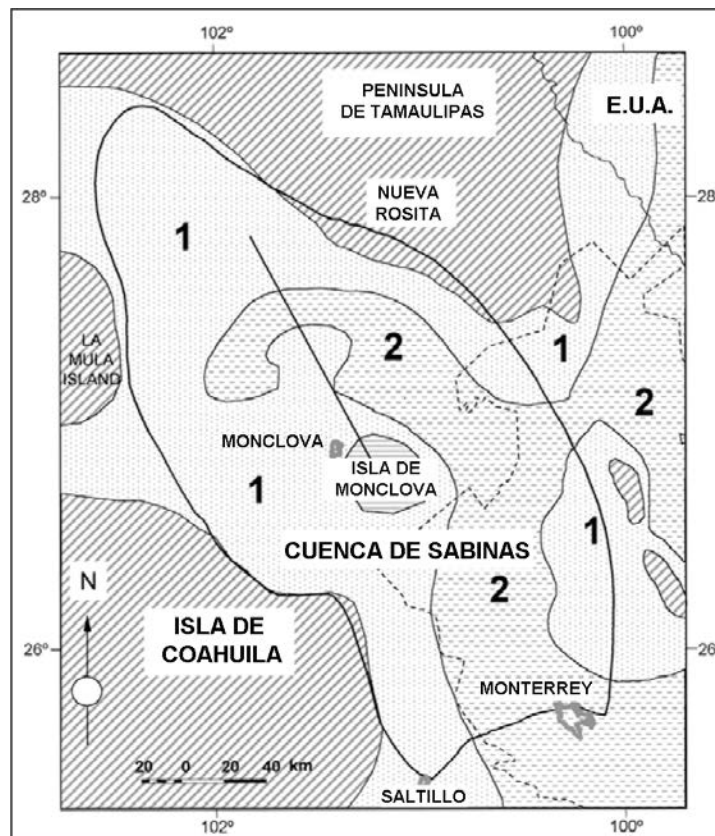


Figura 15. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Kimmeridgiano Medio. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies arenosas; (2) Facies de lutitas marinas profundas de la Formación La Casita (Eguiluz, 2001).



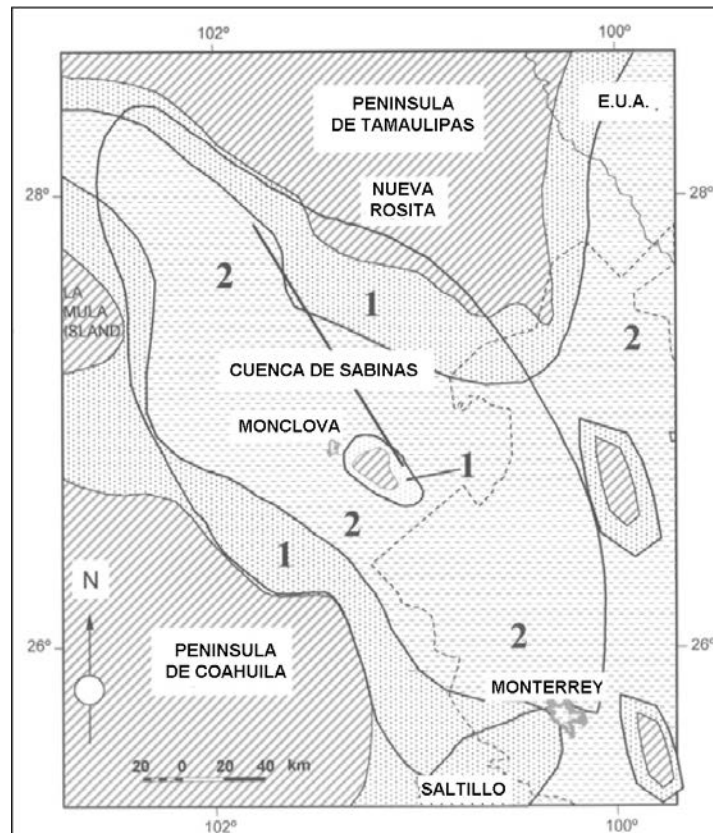


Figura 16. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Tithoniano. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Playa (shoreface) arenosa y; (2) Facies de lutitas marinas profundas de la Formación La Casita. (Eguiluz, 2001).

Los ciclos de alta frecuencia ocurrieron durante el Kimmeridgiense Medio y el Tithoniano, pero en general, el nivel del mar se mantuvo alto. El espesor de la Formación La Casita en la Cuenca de Sabinas varía de 60 a 800 m. La base de este ciclo sedimentario consiste de lutitas carbonosas ricas en materia orgánica depositadas en un ambiente nerítico externo. La distribución de las facies más profundas y el mayor espesor de lutitas de la Formación La Casita coinciden con la posición de la sal pre-kimmeridgiense subyacente (Formación Minas Viejas), y sobreyaciendo, la Formación La Casita se adelgaza hacia los bordes cambiando a facies costeras (Figuras 15, 16, y 17).

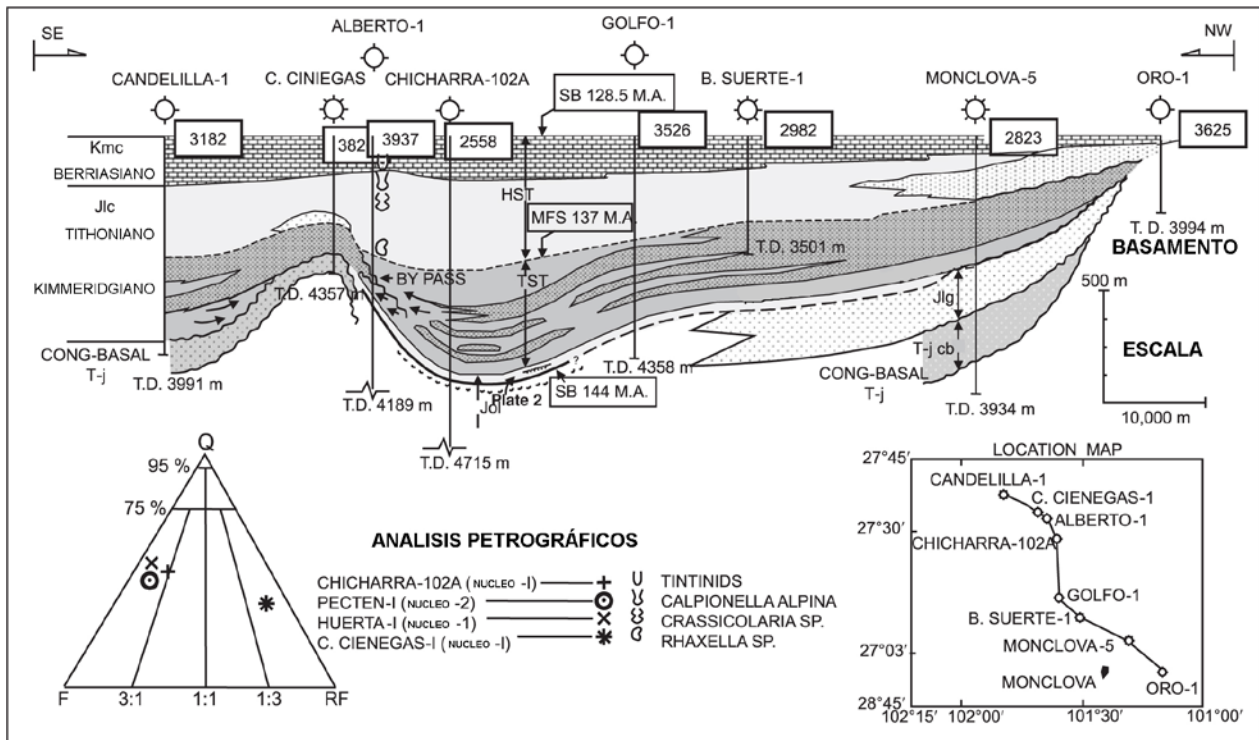


Figura 17. Sección estratigráfica que muestra los cambios laterales entre los bloques de Monclova y Tamaulipas en la Formación La Casita (Jlc) y la Formación Menchaca (Kmc), la Formación Olvido (Jol), la Formación La Gloria (Jlg), y en el Triásico-Jurásico (Tj) (Eguiluz, 2001).

El miembro intermedio de areniscas de la Formación La Casita se engruesa hacia los márgenes de los bloques de Coahuila y Tamaulipas, cambia de facies, y se adelgaza hacia el centro de la cuenca (Figuras 16 y 17). Los ambientes interpretados en las areniscas son nerítico interior y medio (Figuras 15 y 16). Se han encontrado fósiles de plantas en los núcleos de pozos (campo Merced, Cacanapo-101 y Escudo- 1) que indican un ambiente deltaico.

La interpretación de facies a partir de registros de pozos son indicativos de depósitos de canal y progradacionales; el espesor de la unidad arenosa intermedia varía de 300 a 600 m. La composición de arenisca varía de litarenitas cerca del bloque de Tamaulipas a arcosas con abundantes clastos de microclina cerca de los bloques La Mula y Monclova (Figura 17). El tamaño del grano disminuye en sentido opuesto al área de procedencia, cambiando de grano grueso/medio a grano fino/muy fino. Texturalmente el conglomerado inmaduro predomina en la proximidad del bloque de Coahuila. Las



areniscas de la Formación La Casita están generalmente cementadas por sílice y su porosidad promedio es de menos del 5 %.

La parte superior de la Formación La Casita consta de lutitas calcáreas negras y limolitas de menos de 50 m de espesor que pueden representar una zona de inundación de alta frecuencia. El límite Jurásico-Cretácico debe estar presente en esta unidad, pero es difícil identificar litológicamente y se reconoce sólo a través de los datos bioestratigráficos. La distribución superficial de la Formación La Casita varía con la edad, siendo limitada en el Kimmeridgiano y más ampliamente distribuida en el Tithoniano (Figuras 15 y 16). El contenido de materia orgánica de estas rocas oscila de 0.5 a 2.0 % de COT y es térmicamente sobremadura con valores de reflectancia de la vitrinita que van de 2 a 4 (González y Holguin, 1992). Se considera que es la principal roca fuente de gas para esta cuenca.

Los carbonatos arcillosos y las rocas terrígenas de tamaño de grano variable fueron depositados durante el Berriasiano. Hacia el bloque de Coahuila, prevalecen conglomerados de abanico aluvial de la Formación San Marcos (Imlay, 1940 citado en Eguiluz, 2001), y hacia el bloque de Tamaulipas, predominan facies de planicie aluvial compuestos por areniscas y capas rojas conglomeráticas (Formación Hosston). El bloque de La Mula permaneció emergido, mientras que el bloque Monclova estaba cubierto por el mar. Pendiente abajo, hacia el eje de la cuenca (Figuras 18 y 19), había una plataforma marina carbonatada de alta energía representada por la Formación Menchaca (Imlay, 1940 en Eguiluz 2001), mientras que en dirección sureste y este dentro de la plataforma abierta se encuentran facies de cuenca representadas por lutitas y carbonatos de la Formación Taraises (Imlay, 1936 en Eguiluz 2001).

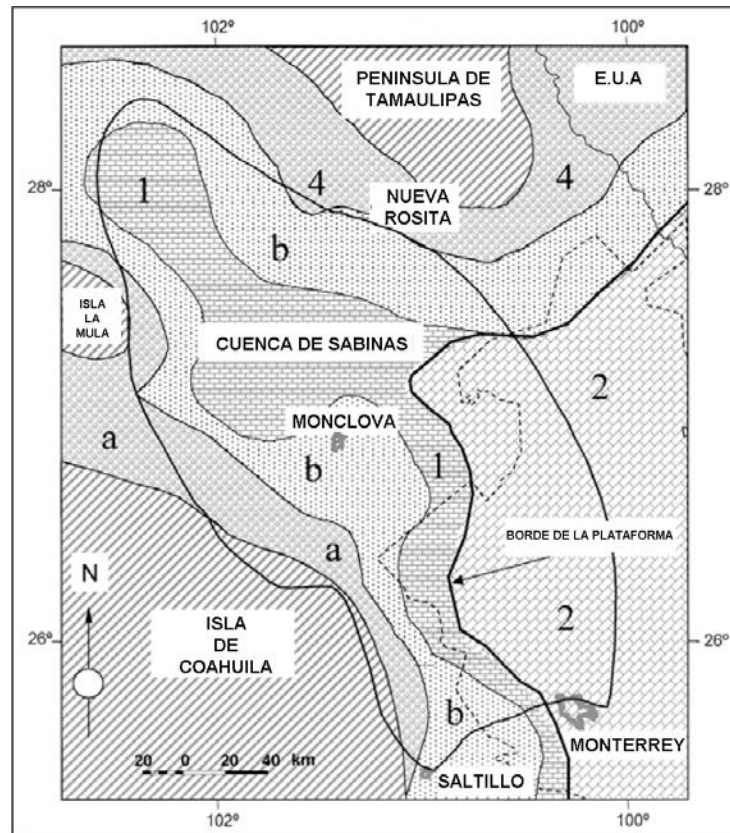


Figura 18. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Berriasiano. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Carbonatos de alta energía de la Formación Menchaca; (2) Baja energía, carbonatos de plataforma abierta de la Formación Taraises; (3a) Facies aluviales y (3b) Playa (shoreface) o facies de delta de la Formación San Marcos; (4) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston (Eguiluz, 2001).

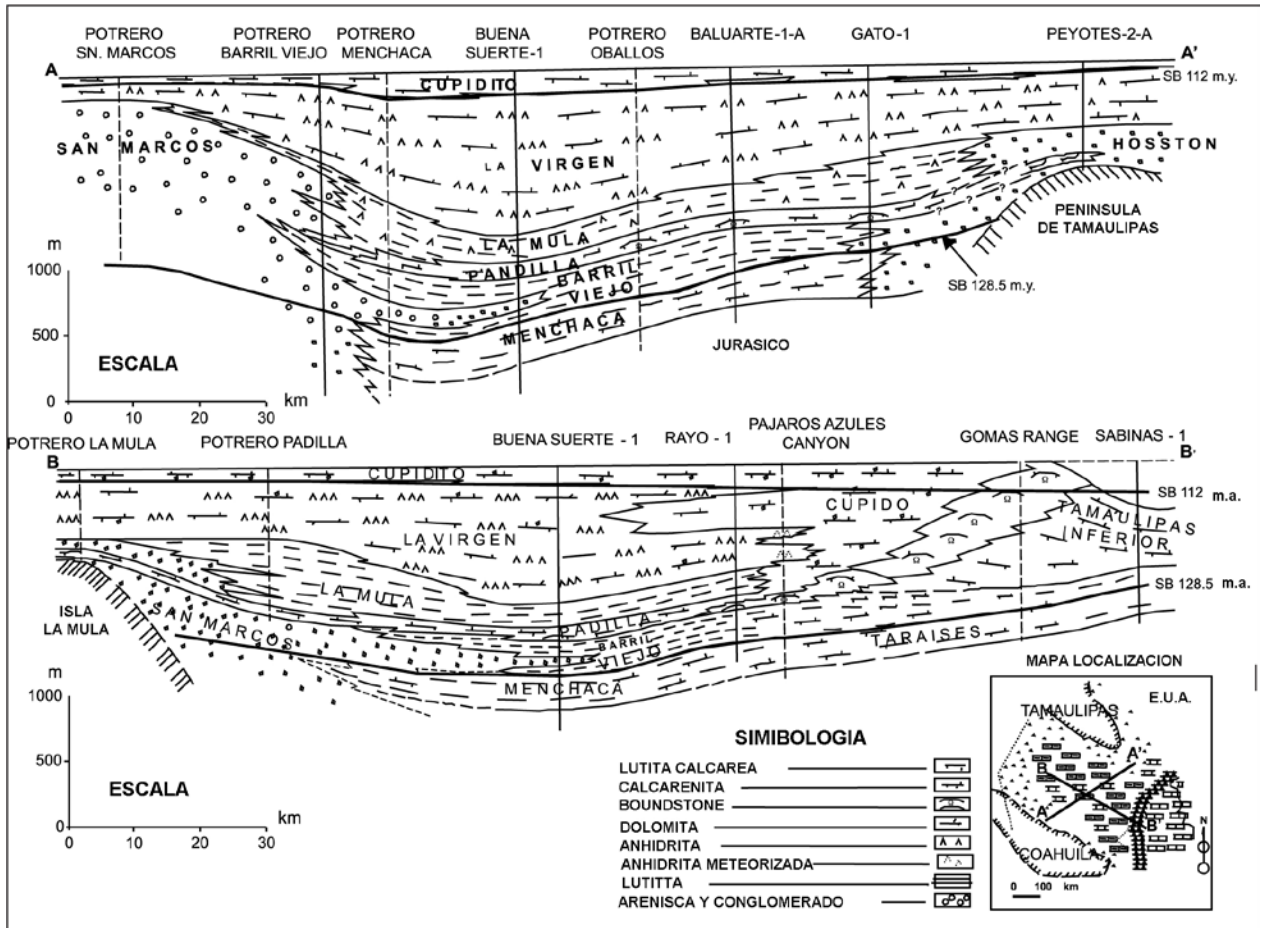


Figura 19. Modelo deposicional de los límites de secuencias entre 128,5 a 112 Ma en la Cuenca de Sabinas (modificado de Márquez, 1979 en Eguluz, 2001).

Hubo escaso desarrollo de parches arrecifales de corales y esponjas alrededor del borde de la rampa como los que están expuestos en el Cañón de la Huasteca (Vokes, 1963 en Eguluz, 2001). Este ciclo puede representar un sistema de máxima inundación (HST) evidenciado por una plataforma progradante. Hacia arriba, desde el eje de la cuenca, en la parte superior de este ciclo (128.5 Ma), puede existir un límite de secuencia representado por la erosión y exposición de afloramientos de la Formación San Marcos, en la localidad de San Marcos. McKee, *et al.*, (1990) reportaron una discordancia en esta zona que podría corresponder al límite de secuencia propuesto por Eguluz, 2001. La falta de estratos con fauna del valanginiense inferior en el noreste de México puede denotar no depósito o la erosión durante este período.

El espesor de la Formación Menchaca varía de 250 a 350 m, cuya edad se considera puede ser del Berriasiano basada por la presencia de fósiles (Imlay, 1940 en Eguiluz, 2001).

Un nuevo ciclo (III) siguió el depósito de la Formación Menchaca, con la acumulación de areniscas y rocas terrígenas de grano fino de la Formación Barril Viejo (Imlay, 1940 en Eguiluz, 2001). La fuente de estas rocas siliciclásticas fue probablemente la exposición de los bloques de Coahuila y Tamaulipas. Las relaciones estratigráficas laterales son muy similares a las de las calizas de la Formación Menchaca (Figuras 18 y 19). Hacia el oeste, hacia el límite del bloque de Coahuila, la formación es transicional en los conglomerados de la Formación San Marcos. Hacia el sureste y este del bloque de Tamaulipas, se formó una extensa plataforma de tipo rampa (Formación Hosston). Hacia el ancestral Golfo de México, se tienen cambios de facies a carbonatos arcillosos de la Formación Taraises Superior. Hacia la Cuenca Chihuahua al noroeste, se depositaron areniscas fluviolacustres que cambian transicionalmente a depósitos continentales de la Formación Las Vigas (Burrows, 1910 en Eguiluz, 2001), que denotan la regresión en esa dirección. Según Burkhardt (1930 en Eguiluz 2001), esta arenisca arcósica y limolita se depositaron en un clima cálido y húmedo. La depositación de la Formación Barril Viejo estuvo relacionada con la reactivación y elevación del bloque de Coahuila. Sus facies corresponden a depósitos litorales (Figura 20).

El espesor de la Formación Barril Viejo varía de 250 a 350 m. Esta unidad no cuenta con porosidad apreciable, porque está altamente compactada y bien cementada. Se le ha asignado una edad del hauteriviano inferior.

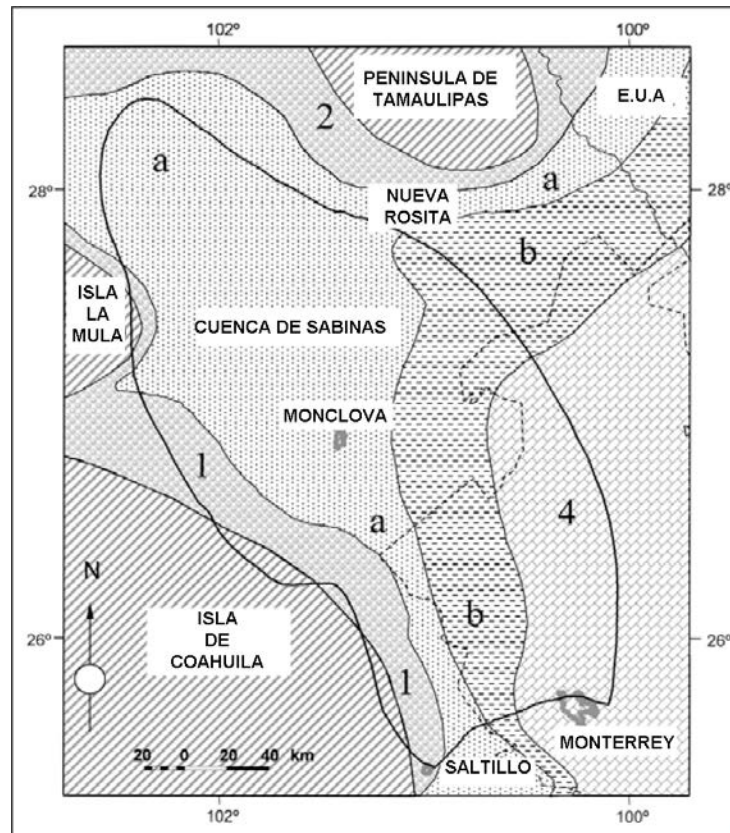


Figura 20. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Hauteriviano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston; (3a) Areniscas de playa (shoreface) y (3b) Calizas limosas de la Formación Barril Viejo; (4) Calizas de plataforma abierta de la Formación Taraises (Eguiluz, 2001).

La subsidencia de la Cuenca de Sabinas continuó durante el Hauteriviano y Barremiano, lo que implica un cambio gradual en la sedimentación que se produjo en ese momento. El depósito de carbonatos de la Formación Padilla, con un espesor promedio de 150 m, ocurrió en una forma de arco orientado noreste-suroeste (Figura 21). Predomina la dolomía, con el aumento del contenido de limolitas y lutitas rojizas intercaladas hacia las zonas continentales de los bloques de Coahuila y Tamaulipas. Hacia la parte noroeste de la Cuenca de Sabinas y del bloque La Mula, hay un cinturón de rocas terrígenas de grano fino (rojas y verdes) de la Formación La Mula (Imlay, 1940 en Eguiluz, 2001), que se adelgaza hacia mar abierto a partir del este y sureste de la cuenca (Figuras 22 y 19). Esta unidad se engrosa hacia la Cuenca de Chihuahua,

donde pasa transicionalmente a la Formación Las Vigas (Burrows, 1910 en Eguiluz, 2001). Ambas unidades cambian lateralmente a rocas siliciclásticas gruesas de las formaciones Hosston y San Marcos (Figura 20 y 19).

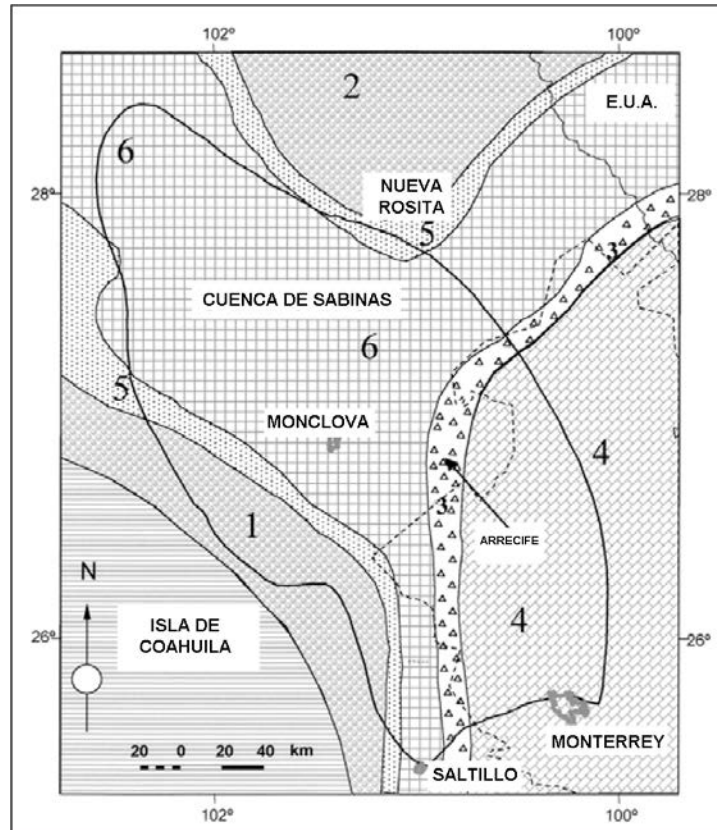


Figura 21. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Hauteriviano Superior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston; (3) Facies arrecifales de la Formación Padilla (4) Facies calcáreas de plataforma abierta de la Formación Taraises; (5) Arenas de playa (shoreface) de las formaciones San Marcos y Hosston; (6) Facies de carbonatos lagunares de la Formación Padilla (Eguiluz, 2001).



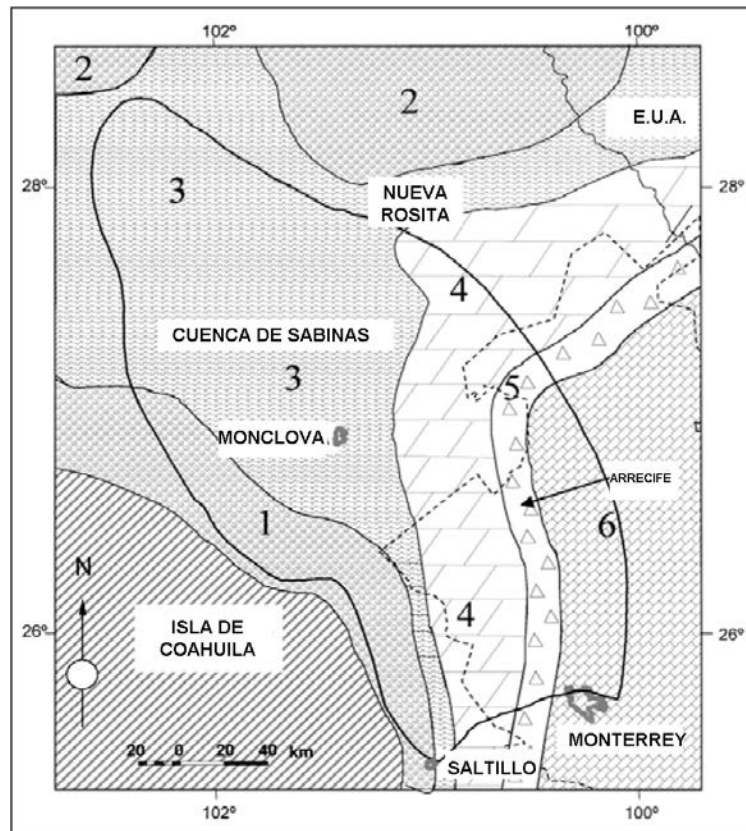


Figura 22. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Hauteriviano Superior al Barremiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Planicie aluvial de la Formación Hosston; (3) Limos, lutitas y areniscas rojizas de la Formación la Mula; (4) Carbonatos lagunares de la Formación Padilla; (5) Facies arrecifales de la Formación Cupido; (6) Carbonatos de plataforma abierta de la Formación Tamaulipas Inferior. El modelo depositacional se muestra en la Figura 19 (Eguiluz, 2001).

La porosidad máxima en las dolomías de la Formación Padilla es del 8 %, y en la Formación La Mula no excede el 5 %. La Formación Padilla es considerada del Hauteriviano Superior y consiste de facies progradantes que representa la plataforma inicial sobre las que se depositaron las formaciones Cupido y La Virgen (Imlay, 1940 en Eguiluz, 2001).

La Formación La Virgen consta de evaporitas depositadas en un ambiente sabkha carbonatado lagunar, mientras que la Formación Cupido es un complejo de barrera arrecifal (Murillo-Muñetón, 1999) que limita la entrada de agua de mar de salinidad normal en la laguna (Figuras 19 y 23); ambas formaciones se depositaron como

sistemas progradantes durante un nivel alto del mar. La Formación La Virgen alcanza espesores de 600 a 800 m y cambia lateralmente de facies a las rocas terrígenas de las formaciones Hosston y San Marcos. La Formación La Virgen es transicional hacia los carbonatos pelágicos de la Formación Tamaulipas Inferior (Figuras 19 y 23), y contiene cinco unidades conformadas por tres paquetes de carbonatos dolomíticos (Márquez, *et al.*, 1979 en Eguiluz, 2001) separados por dos unidades evaporíticas; las dolomías generalmente tienen de 6 a 8 % de porosidad y las facies evaporítico-carbonatadas tienen un potencial moderado como roca generadora.

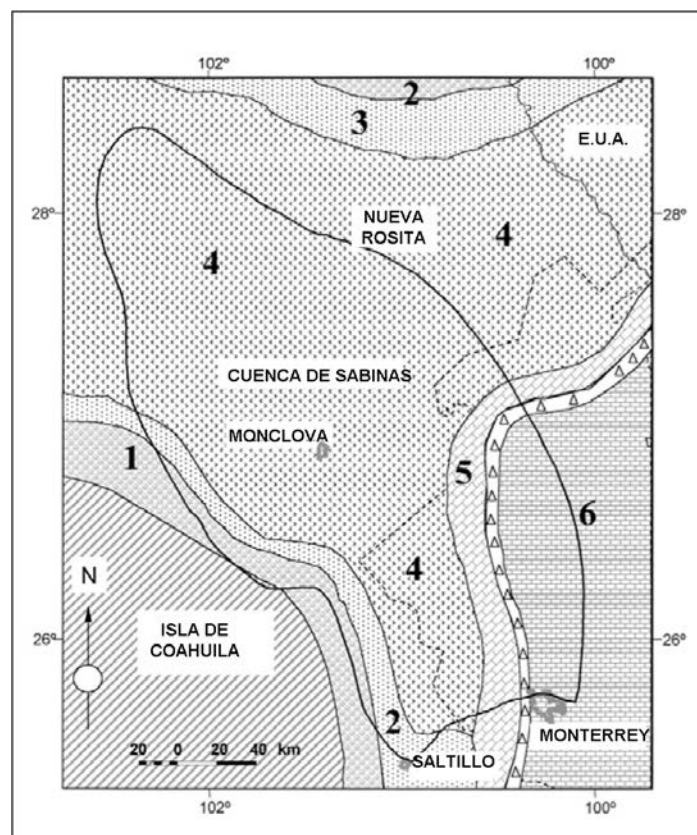


Figura 23. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Barremiano Superior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) Facies de playa (shoreface) de la Formación San Marcos; (3a) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston; (3b) Depósitos de playa (shoreface) de la Formación Hosston; (4) Sabkha evaporítico de la Formación La Virgen; (5) Facies de complejo arrecifal y post-arrecife de la Formación Cupido; (6) Facies carbonatadas de plataforma abierta de la Formación Tamaulipas Inferior; (7) Facies arrecifales de la Formación Padilla (Eguiluz, 2001).



La caliza Cupidito es un desarrollo gradacional de la parte superior de las facies de barrera arrecifal de la Formación Cupido; hacia el este, es remplazada por las facies de cuenca micrítica carbonatada de la Formación Tamaulipas Inferior (Figura 24). El promedio de espesor de la caliza Cupidito es de 250 m, y se deduce que fue depositada durante el periodo del Barremiano al Aptiano.

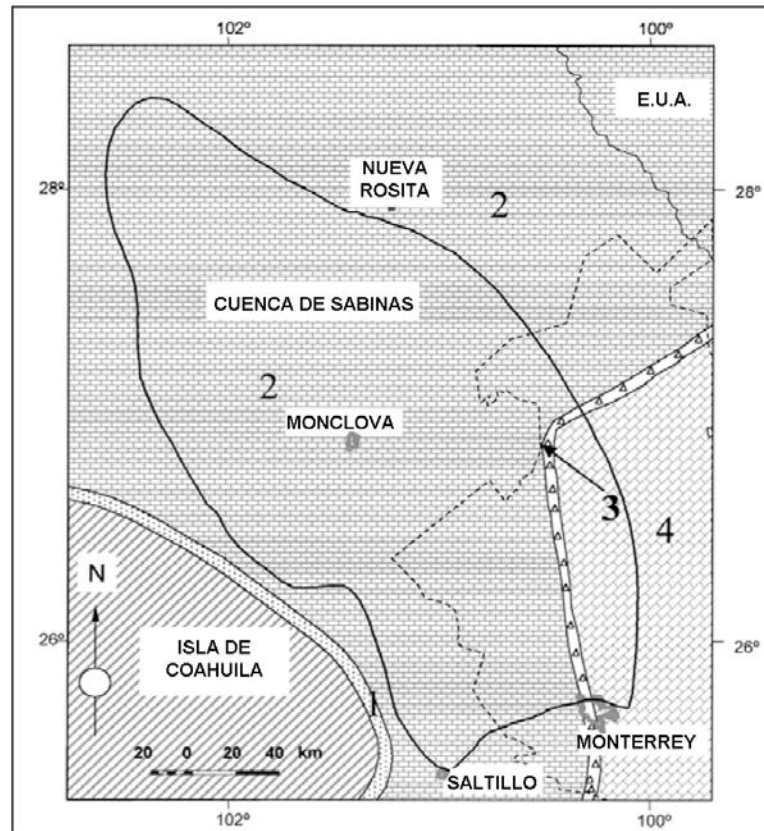


Figura 24. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Aptiano Inferior. Las áreas rayadas indican las tierras emergidas. (1) Arenas de playa (shoreface); (2) Facies lagunares de alta energía de la Formación Cupidito; (3) Arrecife de Cupido; (4) Plataforma abierta carbonatada de la Formación Tamaulipas Inferior. El modelo depositacional se muestra en la Figura 19 (Eguiluz, 2001).

Continuando con la subsidencia de la cuenca y el aumento relativo del nivel del mar, se depositaron lutitas y calizas arcillosas de la Formación La Peña (Imlay, 1936; Humphrey, 1949 en Eguiluz, 2001), que se extendieron sobre la totalidad de la Cuenca de Sabinas y el adyacente bloque de Tamaulipas. En contraste, en el bloque de Coahuila cambia a facies arenosas de la Formación Las Uvas (Figura 25). Esta unidad

cuenta con un espesor medio de 100 y 150 m, y se adelgaza o está ausente en las facies arrecifales Cupido (Eguiluz, 1994). El potencial como roca generadora de estas rocas es pobre, con valores de COT normalmente menores al 0.5 %. Las facies pelíticas de la Formación La Peña corresponden a un ambiente de cuenca profunda que se desarrolló en el Aptiano Superior.

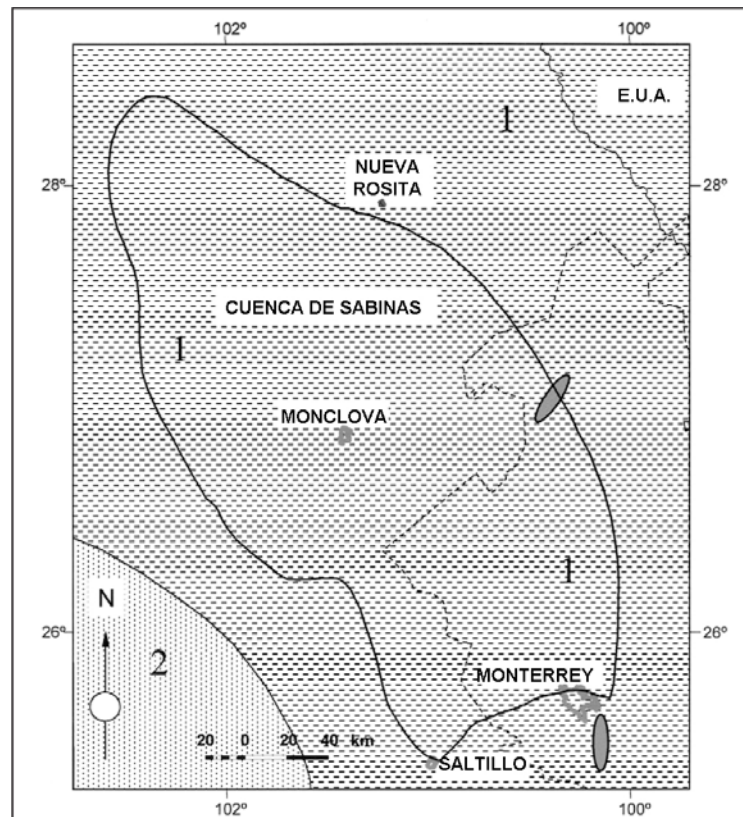


Figura 25. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Aptiano Superior. (1) Lutitas y lodolita de las facies de cuenca de la Formación La Peña; (2) Areniscas de playa (shoreface) de la Formación Las Uvas (Eguiluz, 2001).

El depósito de carbonatos micríticos y lutitas de cuenca inició en el Albiano y continuó hasta el Cenomaniano con tres unidades carbonatadas predominantemente (formaciones Tamaulipas Superior, Georgetown y Buda) interrumpidas por unidades de lutita (formaciones Kiamichi y Del Rio). La base de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano Inferior-Albiano Medio tiene un espesor medio de 450 m.

Sobreyace a la Formación Tamaulipas Superior una unidad tripartita, compuesta por dos unidades de lutitas y otra de calizas arcillosas que alcanzan un espesor de 150 m en las porciones central y noroeste de la Cuenca de Sabinas. Se estima que estos estratos fueron depositados durante el Albiano Medio-Tardío y el Albiano Temprano-Tardío.

Se conoce como la Formación Georgetown un intervalo grueso de 80 a 150 m de calizas micríticas con nódulos de pedernal representando las condiciones de plataforma abierta a cuenca; se le estima ser del Albiano Superior al Cenomaniano Inferior. Su distribución es muy amplia en toda la Cuenca de Sabinas, perdiéndose hacia las partes del sureste y este de la misma. La segunda unidad superior arcillosa es la Formación Del Río, un cuerpo de lutita y arenisca de grano fino del Cenomaniano Temprano. Su espesor varía de 5 a 40 m, es más gruesa en el norte y noreste de la cuenca y se adelgaza hacia el sureste. La unidad carbonosa superior tiene un espesor que varía de 10 a 50 m, corresponde a la Formación Buda. Consta de mudstones calcáreos de cuenca con fauna planctónica. Al igual que con las formaciones Georgetown y Del Río, la Formación Buda cambia de facies cerca de los bordes del este y sureste de la Cuenca de Sabinas.

Las cinco unidades descritas anteriormente cambian de facies hacia el suroeste y noreste de los bloques de Coahuila y Tamaulipas, que fueron sepultadas en ese periodo. Durante el Albiano, se desarrollaron plataformas restringidas que estaban caracterizadas por ambientes marinos poco profundos y depósito de evaporitas. Esta depositación fue influenciada por el crecimiento de sal en la zona estructural de diapiros de sal (Eguiluz, 1996 en Eguiluz, 2001). El espesor total de la sección del Albiano hasta el Cenomaniano en esta cuenca varía de 700 m en el noroeste a 500 m en el sureste. La porosidad de estas rocas es muy pobre, porque consisten principalmente de carbonatos muy compactos. No hay análisis de roca generadora disponibles y su potencial de generación de hidrocarburos se considera nulo.

La afluencia intermitente de sedimentos terrígenos del norte interrumpieron el depósito de carbonato, y varios ciclos de inundaciones menores se registran en las partes

centrales y noroeste de la Cuenca de Sabinas. Las tasas de acumulación de sedimentos en los bancos carbonatados (1200 m) y en la parte central de la cuenca (885 m) diferían en casi un 30 %, lo que sugiere un modelo de plataforma de tipo rampa abierta durante un ciclo de nivel alto del mar.

Durante la mayor parte del Cretácico Superior, los ciclos de depósito en la Cuenca de Sabinas (ciclos V y V ') consisten en general de secuencias regresivas y progradantes, en contraste con los ciclos anteriores del Jurásico al Aptiano (150-112 Ma) y del Aptiano al Cenomaniano (112-96 Ma). Seis unidades componen esta *supersecuencia III*. En su base se encuentra la Formación Eagle Ford, seguido por las calizas de la Formación Austin, la lutita de la Formación Upson, y la más gruesa progresivamente, conformada por los terrígenos de las formaciones San Miguel, Olmos y Escondido.

La Formación Eagle Ford consiste en una serie de lutitas negras delgadas intercaladas rítmicamente con areniscas formadas por líticas de caliza y areniscas cementadas por carbonato. La Formación Eagle Ford tiene aproximadamente 300 m de espesor y tiene una amplia distribución a través de los sectores noroeste, noreste y centro de la cuenca. Hay un cambio de facies hacia la porción sureste, pasando a la Formación San Felipe (Figura 26). La Formación Eagle Ford representa un depósito en un ambiente nerítico intermedio del Cenomaniano Tardío a Turoniano Temprano. Unidades de grano fino dentro de la Formación Eagle Ford presentan valores de COT de 0.5 a 1.0 % (González y Holguin, 1992).

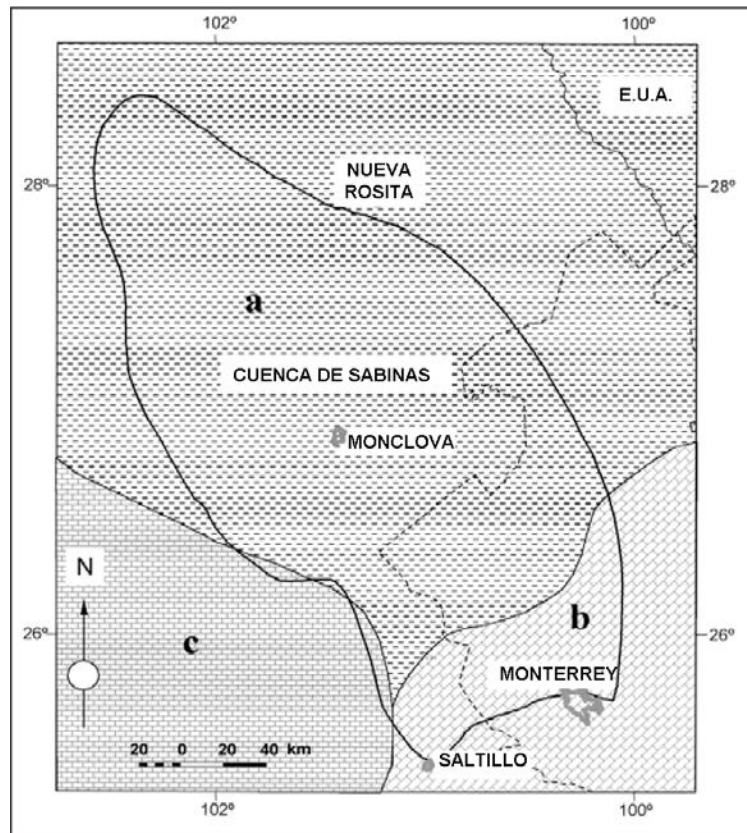


Figura 26. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Cenomaniano Superior-Turoniano. Facies de plataforma abierta se identifican por (a) Lutitas y mudstones de la Formación Eagle Ford; (b) Calizas limosas (silty) de la Formación San Felipe; (c) Lutitas y carbonatos limosos (silty) de la Formación Indidura (Eguiluz, 2001).

La Formación Austin es una serie de calizas arcillosas de espesor grueso, de color gris claro y lutitas calcáreas de 200 a 300 m de espesor, con tobas intercaladas del Coniaciano-Santoniano (Figuras 26 y 27). Los cambios de facies en la Formación Austin son similares a los descritos para la Formación Eagle Ford, representando ambientes de depósito similares. La principal diferencia entre las dos formaciones es el alto contenido de carbonato de calcio en la Formación Austin, causado por un cambio de clima y/o adelgazamiento de la plataforma durante el ciclo progradante, que se desarrolló en un nivel eustático alto (Figura 27). Hay pocos análisis como roca generadora a esta unidad, y los que existen proporcionan valores de COT similares a la subyacente Formación Eagle Ford (0.5 a 1.0 %).



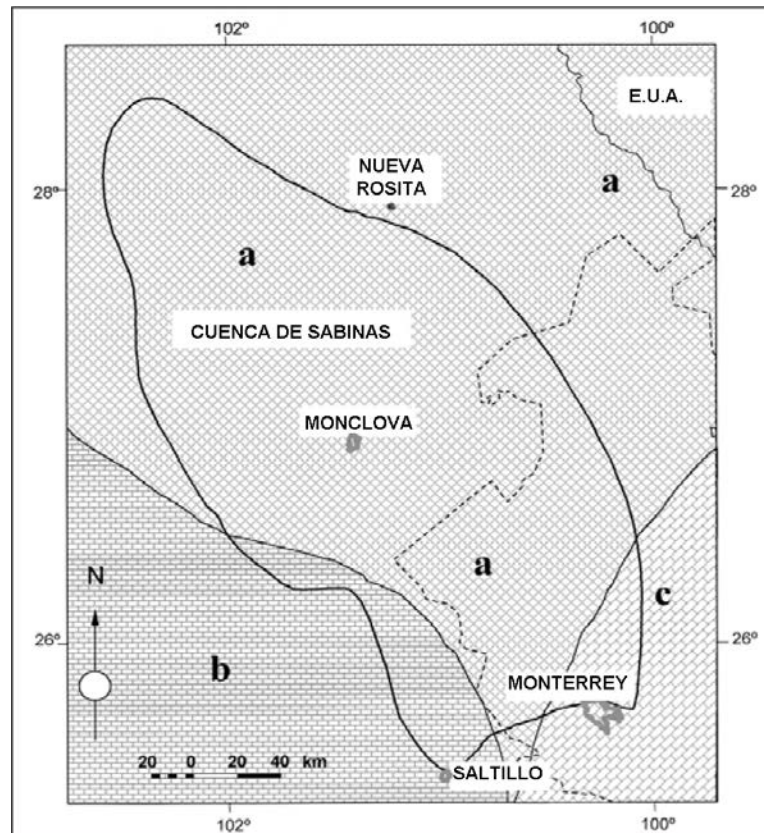


Figura 27. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Coniaciano. Facies de plataforma abierta: (a) Cretas y calizas wackestone de la Formación Austin; (b) Calizas y lutitas de la Formación Indidura; (c) Caliza limosa de la Formación San Felipe (Eguiluz, 2001).

La Formación Upson consiste en lutitas negras laminadas, de 100 a 150 m de espesor, con la misma distribución que las unidades cretácicas superiores anteriores. Su ambiente de depósito se interpreta como un prodelta dentro de un ciclo de inundaciones durante el desarrollo inicial de la cuenca foreland laramídica.

La Formación San Miguel presenta facies de delta frontal con más de 400 m de espesor, consisten en una alternancia de unidades progradacionales arcillosas y arenosas. El tamaño del grano es fino en su base y va incrementando hacia la parte superior, donde los canales distributarios se han identificado en los registros de pozos. La Formación San Miguel del Santoniano Tardío y Campaniano Temprano con estratos marinos intercalados. Esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en la parte central y noreste de la cuenca.

La Formación Olmos consiste de estratos densos de areniscas de grano medio a grueso del Campaniano Tardío . Sus características son típicas de canales distributarios y barras. La distribución de estas rocas se limita a la parte central y noreste de la cuenca de Sabinas (Figura 28).

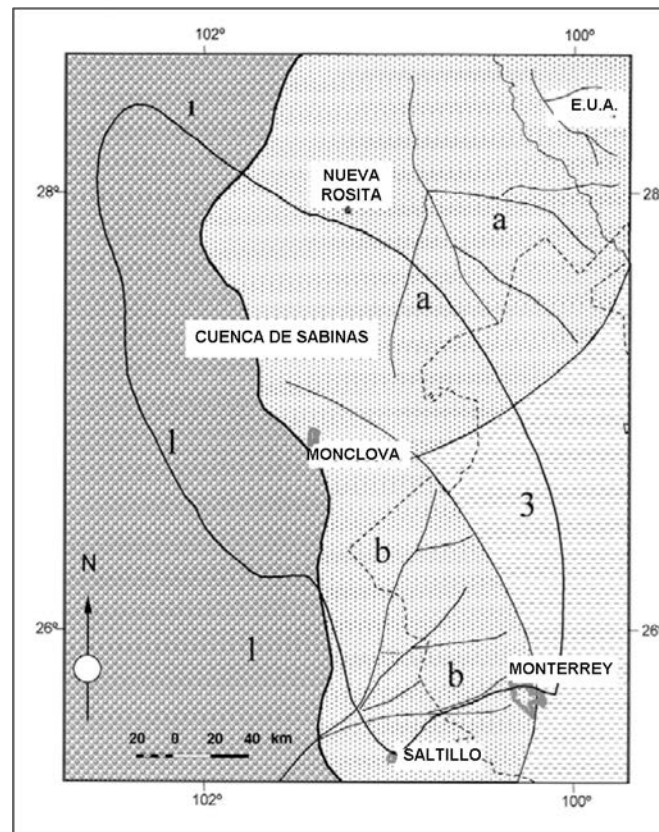


Figura 28. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Campaniano-Maestrichtiano-Paleógeno. (1) Facies continentales de planicie aluvial; (2a) Complejo de facies deltaicas de Nueva Rosita; 2b) Complejo de facies deltaicas de La Popa-Difunta (grupos Taylor, Navarro, Midway, Wilcox y Difunta); (3) Facies de lutita de prodelta (formaciones Parras-Méndez-Wilcox) (Eguiluz, 2001).

La Formación Escondido consiste de areniscas conglomeráticas con varios ciclos de lutitas y vetas de carbón cerca de su base, lo que sugiere una llanura de inundación oscilante. La Formación Escondido tiene un espesor promedio de 800 m. Registros de pozo indican la presencia de numerosos cuerpos de areniscas canalizados caracterizados por estratificación cruzada y rápidos cambios de facies laterales que

impiden la correlación con otros pozos. Por su posición estratigráfica, se le asigna al Maestrichtiano.

No hay rocas más jóvenes que el Cretácico que se conserven en la Cuenca de Sabinas. Sin embargo, en la cuenca del Río Escondido, al este de la Cuenca de Sabinas, hay un espesor significativo (1000 m) de lutitas marinas profundas (Grupo Midway) del Paleoceno por encima de la Formación Escondido. Un análisis de la historia final de sepultamiento de la Cuenca de Sabinas indica que la Formación Escondido fue sepultada a una profundidad suficiente que permitió madurar la materia orgánica constituyente a carbón bituminoso (al menos 1500 m adicionales de la columna sedimentaria), al tiempo que las rocas jurásicas ricas en materia orgánica entraron a la ventana de gas seco.

Una explicación para la alta madurez del carbón de la Formación Escondido podría ser un gradiente geotérmico elevado causado por la actividad ígnea. Las tasas de sedimentación de las tres mega-secuencias variaron considerablemente (Tabla 2), con la mayor tasa de sedimentación ocurriendo durante la etapa de synrift (ciclo I). Suponiendo que 2500 m de sedimentos marinos se depositaron desde el Calloviano al Oxfordiano (150-144 Ma), se puede calcular una tasa de sedimentación media de 0.178 mm/año. La siguiente megasecuencia, que comprende los ciclos II y III entre el Oxfordiano y Cretácico Inferior (144 a 128.5 y 128.5 a 112 Ma, respectivamente), fue depositada sobre un margen pasivo controlado por la subsidencia causada por el enfriamiento de la corteza terrestre. Las tasas de sedimentación calculadas son 0.080 y 0.10 mm/año, al menos 40 % más bajo que el ciclo anterior. Las tasas de sedimentación de las facies de cuenca son ~ 30 % menos que las de la facies de agua poco profunda contemporánea en la plataforma de Coahuila (ciclo IV, 112-96 Ma). Las tasas de sedimentación calculadas en la cuenca foreland para los ciclos sedimentarios del Cretácico Superior al Paleógeno (Tabla 2) fueron inferiores a los de la megasecuencia anterior (ciclo V, 96-82 Ma = 0.039 mm/año, y el ciclo V', 82-39.5 Ma = 0.062 mm / año).



Edad (Ma)	Tiempo (Ma)	Espesor (m)	Tasa de Sedimentación (mm/año)	Ciclos	Evento
150 - 144	14	2500	0.178	I	Synrift
144 - 128.5	15.5	1250	0.08	II	Margen pasivo
128.5 - 112	16.5	1650	0.1	III	Margen pasivo
112 - 96	16	885	0.055	IV	Facies de la Cuenca de Sabinas
112 - 96	16	1230	0.076	IV	Plataforma de Coahuila
96 - 82	14	550	0.039	V	Facies regresivas
82 - 39.5	42.5	3200	0.062	V'	Cuenca foreland

Tabla 2. Tasas de sedimentación de las secuencias de la Cuenca de Sabinas y de la Plataforma de Coahuila (Eguiluz, 2001).

## 2.4 Estratigrafía

La estratigrafía del área abarca depósitos no marinos ocurridos hacia la periferia de los paleoelementos positivos, hasta sedimentos terrígenos terciarios relacionados con la erosión de las regiones levantadas por la Orogenia Laramide, pasando por una gran columna de sedimentos mesozoicos predominantemente carbonatados, con influencia de evaporitas y terrígenos, depositados a partir del Calloviano. De este modo, la columna sedimentaria de la Cuenca de Sabinas y la Plataforma de Tamaulipas (Figura 29) abarca desde los denominados Lechos Rojos o Conglomerado Basal del Triásico-Jurásico hasta el Terciario.

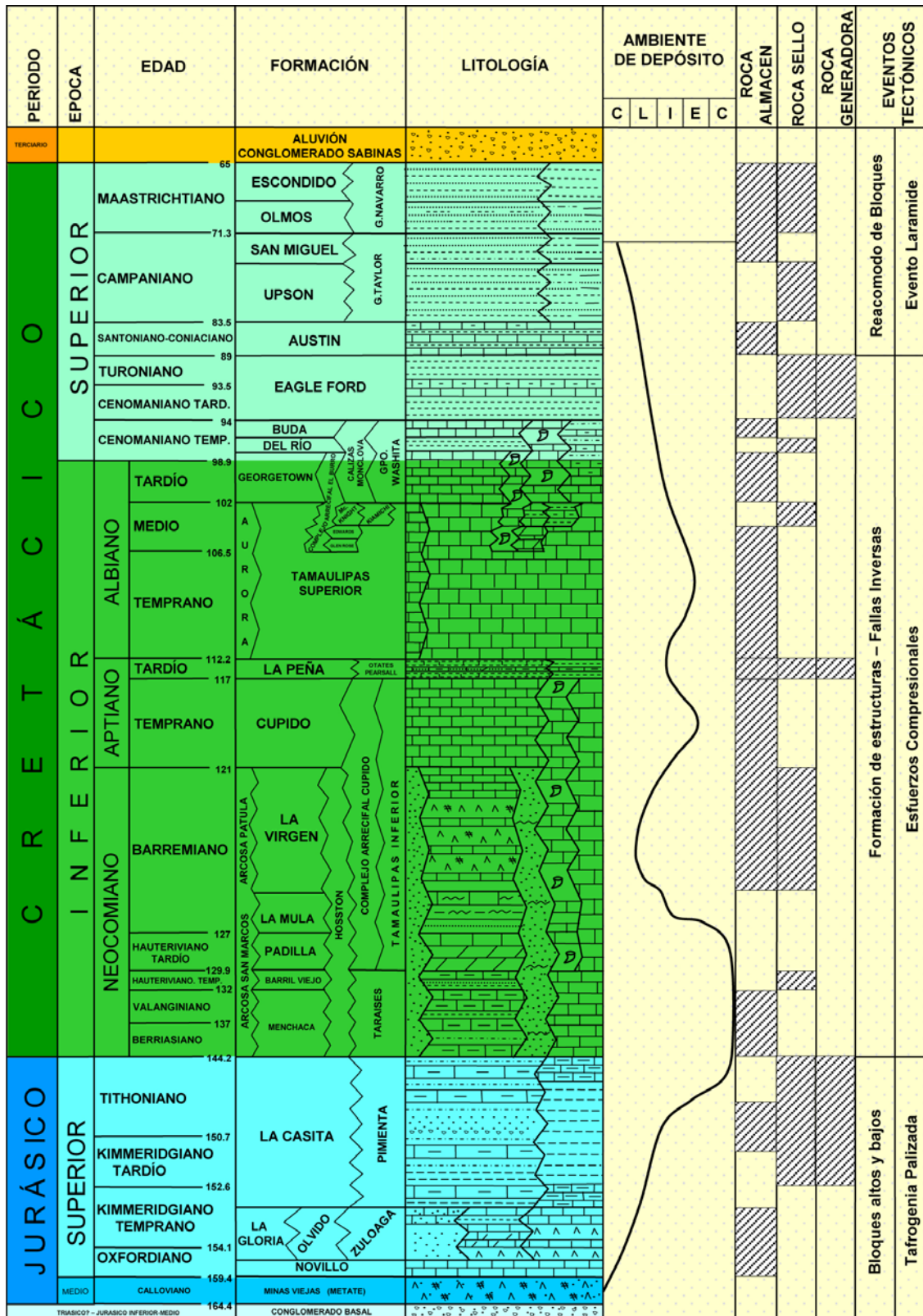


Figura 29. Sección estratigráfica de la Cuenca de Sabinas y área Piedras Negras (Pola, et al., 2007).

A continuación se da una breve descripción de las diferentes secuencias estratigráficas existentes en la región en las que se identifican varios cambios de facies.

#### 2.4.1 Complejo basal

En la historia regional del complejo basal, se reconocen las siguientes fases: las más antigua que corresponde al Paleozoico Tardío y Triásico Temprano, comenzó con sedimentación siliciclástica marina y vulcanismo andesítico que se comprimieron durante la orogenia Marathon-Ouachita y se emplazaron rocas graníticas de un intermitente y persistente arco magmático. La segunda fase fue el vulcanismo a largo plazo y la actividad plutónica que avanzaba desde el oeste hacia el este de México durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano y posteriormente atravesó por un nuevo periodo de compresión (Jurásico medio [?]) que constituyó a las formaciones Zacatecas, Huayacocotla y La Boca (Eguiluz, 2000).

La tercera fase es el inicio del rift, que dio lugar a la deformación y fragmentación extensional, y los bloques tipo horst inclinados. El bloque de Coahuila se inclinó hacia el oeste y suroeste, como se documenta por los depósitos deltaicos del Jurásico-Neocomiano (Eguiluz-Aranda, 1984). Mientras tanto, el bloque de Tamaulipas fue ligeramente deformado e inclinado hacia el noreste y sureste, como se observa en datos sísmicos y datos de pozo. Los márgenes de la Cuenca de Sabinas pueden haber tenido paredes escarpadas (Eguiluz, 1984, 1994), lo que sugiere un rápido hundimiento a lo largo de un margen estrecho de la cuenca.

El magmatismo calco-alcalino producido durante las etapas tempranas e intermedias del desarrollo del rift, fue sucedido por el depósito de los conglomerados continentales, luego por las evaporitas (sal) durante la incursión inicial marina en las partes más profundas de la cuenca, y finalmente por el vulcanismo basáltico durante la etapa más avanzada y el final del rift. El rifting, el magmatismo basáltico y el primer depósito marino están asociados con la formación del Golfo de México temprano (Eguiluz, 2001).

### 2.4.2 Formación/Grupo Zuloaga

Imlay, 1938 en SGM, 2013; definió como Caliza Zuloaga a una secuencia de rocas carbonatadas que afloran en el noreste de México. Su localidad tipo está situada en la Sierra de Sombrerillo en Zacatecas. En 1956 Humprey y Díaz en SGM, 2013; propusieron elevar el término Zuloaga a Grupo para incluir todas las facies del Golfo de Sabinas, donde quedan incluidas las formaciones Zuloaga, Olvido, La Gloria, Novillo y Minas Viejas.

Esta formación se encuentra aflorando en la pared occidental del cañón de San Marcos, debido a efectos producidos por una falla inversa de tipo regional. Está constituida por un conglomerado polimíctico de rocas ígneas cementadas por material areno-arcilloso.

Su contacto inferior es discordante con el basamento y su contacto superior con el grupo La Casita es transicional y concordante. Por su litología se deduce que su origen varía de continental a marino de aguas someras (SGM, 2013).

### 2.4.3 Formación Minas Viejas

Humprey-Díaz, 1956 en Galindo, 2010; propusieron este nombre para la unidad de evaporitas (anhidrita, yeso, etc.), con intercalaciones aisladas de lutitas, calizas y areniscas fuertemente deformadas que son parte de los anticlinales en el área de Coahuila (Villareal, 2008 en Galindo, 2010). Su contacto con la Formación Zuloaga es concordante y posiblemente transicional, mientras que su contacto inferior no ha sido determinado.

### 2.4.4 Formación La Casita

Imlay, 1936 en Galindo, 2010; designó la Formación La Casita como sedimentos de aguas someras del Jurásico Superior y sobreyace a la Formación Zuloaga. La localidad tipo aparece en el cañón de La Casita que pertenece a la sierra de Parras en Coahuila. Su litología consiste de lutitas fosilíferas, de color gris oscuro a negro, interestratificada

con capas delgadas de caliza y arenisca amarillenta. Esta formación tiene un espesor aproximado de 85 m.

El contacto inferior con la Formación Zuloaga es concordante al igual que el contacto superior con la Formación Taraises. La Formación La Casita de acuerdo con su posición estratigráfica es correlacionable con la Formación La Caja, y por su contenido fosilífero se le asigna al Kimmeridgiano-Tithoniano. Se depositó en un ambiente costero a infralitoral, donde existía un alto contenido de sulfato de calcio que dio como resultado la precipitación de las capas de yeso que se intercalan con las lutitas (Galindo, 2010).

Humphrey- Díaz, 1956 en Galindo, 2010; decidieron elevar de rango a esta formación a Grupo para evitar confusión por la variación litológica que presenta.

#### 2.4.5 Formación Arcosa San Marcos

La localidad tipo se encuentra en el cañón de San Marcos, al centro-este del estado de Coahuila, a 30 km al SE del poblado de Cuatro Ciénegas (Santamaría, *et al.*, 1991 en SGM, 2005).

Originalmente descrita por Imlay, 1940 en SGM, 2005 como Arcosa “granítica”. Santamaría, *et al.*, 1991 en SGM, 2005; dice que en general puede dividirse en tres miembros: El inferior consiste de un conglomerado arcósico a subarcósico con granos pequeños hasta guijarros medios derivados de rocas ígneas intrusivas y volcanosedimentarias, en estratos muy gruesos a gruesos, de color rojizo. Muestra relleno de canal y estratificación cruzada de gran escala. El miembro medio consta de arenisca (arcósica y subarcósica) de grano grueso, pobremente clasificadas, con granos angulosos, color rojizo, intercalados con subarcosa conglomerática. El miembro superior está formado por arenisca ligeramente conglomerática en estratos delgados a medios. Tiene un espesor total de 744 m (SGM, 2005).

Los ambientes de depósito son litoral somero (Charleston, 1973 en SGM, 2005), planicies aluviales y fluvial, desarrollados en una cuenca cratónica (Santamaría, *et al.*, 1991 en SGM, 2005).

Relaciones estratigráficas con base en Charleston (1973) en SGM, 2005, y dado que la Arcosa San Marcos corresponde al grupo Durango, en donde varias unidades litoestratigráficas se encuentran estrechamente interdigitadas, ésta puede sobreyacer directamente al Jurásico, así como a las formaciones Menchaca y Taraises o rocas del basamento e infrayacer a las formaciones Cupido, La Mula, Barril Viejo (en contactos que no están claramente definidos). Es considerada como roca almacenadora de hidrocarburos (Santamaría, *et al.*, 1991 en SGM, 2005).

#### 2.4.6 Formación Menchaca

Originalmente, el término de Caliza Menchaca fue utilizado por Kane (en Imlay, 1940) en SGM, 2011. Su localidad tipo es en el Potrero de Menchaca, a 25 km al noreste de Cuatrociénegas, Coahuila (Imlay, 1940 en SGM, 2011). Ésta unidad se forma de caliza negra y azul oscuro en estratos de 45 cm de espesor, la parte inferior contiene calcita blanca reemplazando a las exogiras; también se observa wackestone y mudstone con fragmentos de conchas en estratos medios a gruesos de color gris oscuro, intercalados con margas nodulares, con abundantes exogiras y fragmentos de amonites; así como subarcosa de grano grueso en estratos delgados a medios siendo de color gris oscuro, dolomías conglomeráticas con fragmentos del tamaño de gránulos y pequeños guijarros, y un gran porcentaje de componentes terrígenos (Charleston, 1973 en SGM, 2011).

El espesor se reporta desde 250 hasta 500 m aproximadamente. El contacto inferior con la Formación La Casita se considera concordante y transicional, al igual que su contacto superior con la Formación Barril Viejo.

### 2.4.7 Formación Barril Viejo

Inicialmente, ésta unidad fue propuesta como lutita Barril Viejo por Kane (en Imlay, 1940) en SGM (2011), el cual documentó que las rocas de esta unidad están mejor representadas en la parte central del Potrero de Barril Viejo, ubicado en el eje del anticlinal de la Sierra de la Purísima a 15 km aproximadamente al este de Cuatrociénegas, Coahuila, lo que se considera como su localidad tipo.

Esta unidad se constituye de lutita fosilífera de color gris a gris verdosa y café, lutita arenosa, y margas que varían a calizas arenosas, también contiene algunas areniscas arcóscas de estratificación delgada a masiva, ligeramente calcárea y dolomítica con guijarros de 2 a 5 cm, caliza oolítica, contiene pelecípodos y gasterópodos y fragmentos de ostras (Humphrey y Díaz, 2003 en SGM, 2011); también contiene tubos de anhelidos y corales solitarios; caliza dolomítica y algunas lutitas negras carbonosas, con esporádicas impregnaciones de malaquita en los planos de estratificación, puede presentar limolita intercalada con caliza arenosa y conglomerados (SGM, 2011). El espesor máximo de la Formación Barril Viejo es de 350 m.

Se considera de un ambiente de depósito marino marginal y fluvial (SGM, 2011).

Hacia el sureste, esta formación cambia lateralmente a facies de carbonatos de plataforma marina de alta energía, correspondiente a la Formación Menchaca. El contacto inferior es concordante con la Arcosa San Marcos, y su contacto superior es concordante con la Caliza Padilla (Imlay, 1940 en SGM, 2011).

### 2.4.8 Formación Padilla

Esta unidad fue inicialmente estudiada y propuesta por Kane (en Imlay, 1940) en SGM, 2012. Su localidad tipo se localiza en el valle abierto del anticlinal de la Sierra del Chapulín, Cuatro Ciénegas, Coahuila (Gonzalez, *et al.*, 1997 en SGM, 2012).

Consiste de lutitas en la parte inferior, cubierta por sedimentos calcáreos (mudstones) de la parte superior. La Formación Padilla tiene dos miembros, el inferior llamado Agua

Chiquita de 59 m de dolomía gris oscuro con estratificación gruesa a muy gruesa, y el miembro superior llamado Oballos de 101 m de espesor, que consiste de margas nodulares intercaladas con wackestone. Se han reportado variaciones de espesor de 200 a 250 m. De acuerdo con su posición estratigráfica se le considera del Hauteriviano Medio a Superior. Su ambiente de depósito se interpreta marino somero con gran movimiento. Sobreyace concordantemente a la Formación Barril Viejo (SGM, 2012).

#### 2.4.9 Formación La Mula

La localidad tipo se encuentra en el Potrero La Mula, a 75 km al NW de Cuatro Ciénegas, Coahuila. (Santamaría, *et al.*, 1991 en SGM, 2006).

Constituida principalmente por lutitas y lutitas arenosas, con menores cantidades de arenisca (arcósica gris-rosáceo y de grano grueso color rojizo oscuro-ocre), caliza, dolomía y calcarenita. La lutita es frecuentemente policroma, deleznable a fisil; forma puertos de erosión característicos. PEMEX, 1988b en SGM, 2006; indica que la base de la Formación La Mula está constituida por microdolomías de color gris verdoso, intercaladas en ocasiones con capas de grainstone arenoso; hacia la parte superior gradúa a sedimentos calcáreo y calcáreo arcillosos. Son frecuentes las intercalaciones de horizontes de anhidrita en toda la formación. Santamaría, *et al.*, 1991 la describen como una secuencia predominantemente de lutita en la base, que gradúa en forma paulatina hacia la parte superior a caliza arcillosa. En su base se observan capas de microdolomías de color gris verdoso y rojizo. Normalmente existen en toda la secuencia horizontes de anhidrita y yeso.

Sobreyace concordantemente a la Formación Padilla. Infrayace concordantemente a las formaciones La Virgen y Cupido. El contacto superior de La Mula con la Formación Cupido es gradual y se designa arbitrariamente donde las calizas de esta última sobreyacen a las lutitas rojas y calizas de la Formación La Mula (Smith, 1970 en SGM, 2006). Lateralmente cambia a facies arenosas de las formaciones San Marcos, Patula y/o Hosston. Se le asigna una edad del neocomiense superior con base en su posición estratigráfica y debido a la ausencia de fósiles.



La Formación La Mula se depositó bajo condiciones que variaron de no marinas o quizás estuarinas (“sabkha”) a lo largo del margen oriental de la Península de Coahuila, que pasaron en dirección este a ambientes neríticos indicados por los sedimentos de La Mula en Potrero de Oballos (SGM, 2006).

#### 2.4.10 Formación La Virgen

Humphrey y Díaz, 2003 en SGM, 2009 designan como localidad tipo el Potrero de La Virgen en la Sierra de las Ovejas, ubicado aproximadamente a 10 km al noreste de Cuatro Ciénegas.

Humphrey y Díaz, 2003 en SGM, 2009 describen esta formación como una alternancia de capas de yeso granular con caliza fosilífera color gris, cuyas características principales es el color amarillento por intemperismo y la presencia de cavidades, en la sección Potreros de Berrendo y Padilla el yeso muestra coloraciones de gris a café amarillento; también contiene lutita en menor proporción. Eguiluz (2001) menciona que dicha unidad se divide en cinco paquetes, los tres primeros consisten de carbonatos dolomíticos separados por dos paquetes evaporíticos, la dolomía contiene de 6 a 8 % de porosidad y presenta interés como roca almacenadora. Por su parte, CNA (2002) documenta la presencia de lentes de limolita, lutita y arcilla de colores marrón a gris, con horizontes de caliza fosilífera con bivalvos, algunos oolíticos con abundantes pellets, alternando con el yeso. Por otro lado, en el cañón de La Alameda, consiste de una alternancia de capas delgadas de caliza mudstone a packestone con fragmentos de conchas y horizontes de dolomía (Santiago-Carrasco, *et al.*, 2002 en SGM, 2009). También contiene pedernal negro y desarrollo de líneas estilolíticas (Martínez-Ramos e Izaguirre-Ramos, 1996 en SGM, 2009).

El espesor inicial reportado en la localidad tipo es de 535 m (Humphrey y Díaz, 2003 en SGM, 2009). Se han reportado espesores variables para esta unidad que van desde los 50 m alcanzando un espesor máximo de 1935 m (SGM, 2009).

Las rocas de esta formación se distribuyen en los estados de Coahuila y Chihuahua (SGM, 2009). Las rocas de esta unidad cambian de facies con las formaciones

Tamaulipas Inferior, Taraises (Goldhammer, 1999 en SGM, 2009), Hosston, San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001) y Las Vigas (Arzabala-Molina, 2005 en SGM, 2009). El contacto superior es concordante y transicional con las formaciones Cupido y Peña; mientras que el contacto inferior es concordante con la Formación La Mula (SGM, 2009).

Humphrey y Díaz, 2003 en SGM, 2009; documentan que esta formación fue depositada en una cuenca semicerrada o ambiente lagunar a lo largo del margen oeste de la Península de Coahuila. Por su parte, Guillén y Mendoza, 2004 en SGM, 2009; mencionan que debido a sus características sedimentológicas, esta formación corresponde a depósitos de plataforma somera, con aporte de sedimentos terrígenos. Cantú-Chapa, *et al.*, 1985 en SGM, 2009 reportan que dicha unidad se depositó en ambientes lagunares formándose sabkhas en zonas de supramarea evaporítica, así mismo, al existir ligeras variaciones en el nivel del mar, las aguas marinas someras inundaron la cuenca y causaron el depósito de carbonatos de alta energía y cuerpos oolíticos, que se presentan alternando con las evaporitas. Finalmente, González-Sánchez, *et al.*, (2007) y Martínez-Ramos e Izaguirre-Ramos (1996) en SGM, 2009; concluyen que estas rocas corresponden a un ambiente de sabkha dando lugar a la formación alternada de carbonatos y evaporitas.

De acuerdo a su posición estratigráfica, esta formación se interpreta del Hauteriviano Tardío-Barremiano.

#### 2.4.11 Formación Cupido

Fue descrita por Humphrey y Díaz, 2003 en SGM, 2011 incluyendo todas las rocas carbonatadas en la Sierra de Parras entre la Formación Taraises o Formación Capulín (abajo) y la Formación la Peña (arriba); es decir, incluyen en esta unidad las rocas del miembro inferior de la Formación La Peña, aflorantes en la parte media de la Sierra de Parras de acuerdo a Imlay; así como las rocas de la parte oeste de la Sierra de Parras que Imlay (1936) en SGM (2011) incluye dentro de la Formación Parritas.

De manera general, esta unidad está constituida de calizas, en algunas ocasiones negras en la parte superior de la unidad. Esporádicamente las calizas están intercaladas con capas de limolitas de color violáceo; y en algunos sitios se observaron algunas brechas sin-sedimentarias. Dentro de las calizas se ha reportado la presencia de pedernal, así como concreciones de marcasita oxidada. Estudios más detallados como el realizado por Guzmán, 1973 en SGM, 2011, se refiere a tres tipos de facies, entre las que destacan: facies de plataforma, constituida por wackestone y packstone de intraclastos, pellets y miliólidos, dolomitizados; facies de cuenca, representada por capas gruesas de mudstone con estilolitas, pedernal y pirita; y facies marginal, determinado por arrecifes y bancos de rudistas y corales. Personal de PEMEX (1988) en SGM, 2011, la dividen en facies lagunar, arrecifal y de pre-arrecife. La facies lagunar está constituida por mudstone a packstone ligeramente dolomitizados, con intercalaciones de grainstone oolítico y peletoides, y de wackestone bioclástico-peletoide, en los que predominan los colores gris claro y gris oscuro; el complejo arrecifal está compuesto por boundstone de rudistas y corales que constituyen el núcleo arrecifal y la facies pre-arrecifal está representada por wackestone y packstone de bioclastos y litoclastos, de color pardo con fragmentos de rudistas, corales y algas.

El espesor es variable dependiendo de la localidad, se estima que el espesor promedio de la unidad es de unos 250 m. Por su posición estratigráfica y el contenido faunístico se estima ser del Hauteriviano Tardío al Aptiano Temprano.

El contacto inferior varía dependiendo de la localidad, generalmente es concordante con la Formación Taraises o con la Formación La Virgen (por traslape) dependiendo de su posición paleogeográfica. El contacto superior es concordante con la Formación La Peña (SGM, 2011).

La interpretación del ambiente de depósito de esta unidad, corresponde a dos distintos tipos de ambiente; la parte inferior ha sido relacionada a ambientes poco profundos, en plataforma somera, con ciclos de carbonatos depositados en un área protegida por un borde arrecifal, a margen somero de barrera, generalmente relacionado a mares cálidos, aguas agitadas y oxigenadas que propiciaron el desarrollo de biohermas; este

tipo de sedimentación es representativo de un área que fue invadida por los mares y tuvo una ligera subsidencia donde se depositaron los sedimentos calcáreos. La parte superior se depositó en un ambiente de aguas profundas, representado por wackestone de foraminíferos y mudstone intercalados con sustratos endurecidos; por lo tanto se infiere que estos ciclos están gobernados por cambios relativos del nivel del mar, bajo condiciones de laguna semi-cerrada; sin embargo, se considera que los carbonatos que afloran en la parte más alta de la formación se depositaron en un ambiente de plataforma somera. Finalmente, la presencia de pirita en esta unidad ha sido relacionada con un ambiente reductor. En 2004 se realizaron análisis de los cambios de facies característicos de una sección estratigráfica, que permitieron corroborar que el contacto formacional Cupido-La Peña representa el punto inicial del evento transgresivo que provocó la interrupción de la sedimentación de plataforma en esta área del noreste de México (SGM, 2011).

Se considera que esta unidad es de interés económico-petrolero para la Cuenca de Sabinas y Península de Tamaulipas; estudios petrofísicos realizados muestran que la porosidad y la permeabilidad son homogéneas.

#### 2.4.12 Formación La Peña

La localidad tipo se encuentra en el flanco occidental de la Sierra de Parras, Coahuila, en la parte norte del Cañón del Mimbres en la Sierra de Taraises cerca de la Hacienda de La Peña. De acuerdo a Imlay, 1936 en SGM, 2008, consta de un miembro inferior de calizas gris oscuro a gris claro en estratos medianos a gruesos con algunas zonas de caliza finamente estratificada junto a cantidades variables de lutita, las superficies intemperizadas son de color gris a gris amarillento y puede contener nódulos de pirita. El miembro superior consiste de un paquete de calizas de capas delgadas y lutitas interestratificada. Presenta estratos delgados de lutitas fisiles de color gris oscuro a negro y comúnmente contiene vetillas y lentes de pedernal de 3 a 9 cm de espesor (SGM, 2008).

La Formación La Peña tiene un contacto concordante sobre la Formación Cupido y subyace de igual manera con las calizas de la Formación Aurora. Por su contenido fosilífero y posición estratigráfica se le ha asignado una edad del aptiense superior.

El ambiente de depósito de la Formación La Peña es considerado generalmente como de aguas profundas de una zona batial a epibatial.

#### 2.4.13 Formación Aurora

Inicialmente descrita como caliza “semipura” en capas gruesas con numerosos nódulos de fierro y pedernal, con abundantes fósiles (Burrows, 1910 en SGM, 2004). Descrita como calizas de estratificación delgada a masiva de color gris a ocre con cantidad variable de pedernal en forma de nódulos irregulares y concreciones. Los nódulos de pedernal son de color gris a negro e intemperizan a ocre oscuro. Presenta raras intercalaciones de lutita calcárea gris. Se considera que la caliza es de tipo wackestone–packestone y grainstone en estratos masivos, con macrofauna de rudistas (caprínidos y toucasias) y microfauna de miliólidos, así como fragmentos de algas, entre otros. En general esta unidad se encuentra distribuida en todo el noreste de México (SGM, 2004).

Por contenido paleontológico y relaciones estratigráficas se le asigna al Albiano Inferior al Superior. Se le considera un ambiente de depósito de facies de plataforma somera (SGM, 2004).

#### 2.4.14 Formación Kiamichi

La localidad tipo se localiza en las planicies del Río Kiamichi, cerca de Fort Towson al oriente del Condado de Choctaw, Oklahoma (Sellards, *et al.*, 1966 en SGM, 2006).

Esta formación tiene tres miembros, el miembro inferior lo forma una alternancia de calizas arcillosas de color gris y estratos delgados con lutitas grises que contienen fragmentos de amonitas y equinodermos; el cuerpo intermedio es calcáreo arcilloso de textura fina y estratificación de media a gruesa; hacia la cima se presenta un miembro

de calizas arcillosas de estratos que van de delgados a laminares de color gris a café (SGM, 2006).

Sus contactos tanto superior con el Grupo Washita e inferior con la Formación Aurora son concordantes y transicionales. Tiene un espesor mínimo de 3 m, máximo de 200 m y un promedio de 95 m. Se considera de plataforma externa como ambiente de depósito. Y se le asigna al Cretácico-Albiano Medio–Superior (SGM, 2006).

#### 2.4.15 Formación/Grupo Washita

Humphrey, 1956 en SGM, 2010; utilizó este término para designar rocas del Albiano Superior que consisten en una alternancia de clásticos finos y rocas carbonatadas impuras. Esta formación la constituyen sedimentos calcáreo-arcillosos compuestos de calizas de estratificación mediana a gruesa de color gris que tienen un alto contenido de miliólidos y rudistas hacia su cima, siendo comunes los nódulos y lentes de pedernal gris y negro (SGM, 2010). Algunas ocasiones presentan horizontes de dolomías de color gris oscuro de estratificación gruesa.

Su contacto superior con la Formación Eagle Ford es brusco y probablemente discordante, su contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Kiamichi. Estos sedimentos tuvieron su depósito en medios neríticos de alta energía (SGM, 2010).

#### 2.4.16 Formación Georgetown

Esta formación se encuentra ampliamente distribuida en el Golfo de Sabinas, solo se encuentra ausente en las áreas donde se encuentra el Grupo Washita indiferenciado. La unidad la constituyen calizas de color gris claro y tiene una estratificación de mediana a gruesa con textura fina y abundantes nódulos y lentes de pedernal gris y negro, así como microfósiles. Sus contactos tanto superior como inferior con las formaciones Del Río y Kiamichi respectivamente, son concordantes y transicionales. Esta formación se depositó en un ambiente nerítico de aguas tranquilas (SGM, 2010).

Con base en su posición estratigráfica y el contenido de fósiles, a ésta unidad se le asigna al Albiano Tardío (SGM, 2010).

#### 2.4.17 Formación Del Río

Fue descrita por Humphrey, 1956 en Galindo, 2010; como lutitas de color gris a verde, laminadas con estratos arcillosos calcáreos intercalados, los cuales contienen ammonites y equinoideos que intemperizan a un material tipo caliche blanquecino. Su localidad tipo se encuentra hacia el sur en el Valle del Río Grande cerca del Río Texas, E.U.A.; estratigráficamente yace concordantemente sobre la caliza Georgetown y subyace a una delgada sección de calizas correspondientes a la Formación Buda. Por su posición estratigráfica y su contenido de ammonites y equinoideos se le atribuye al Cenomaniano Temprano. Según Humphrey y Díaz, 1956 en Galindo, 2010; los sedimentos se depositaron en un ambiente de plataforma abierta pelágica con subsidencias lentas y continuas.

#### 2.4.18 Formación Buda

Se considera su localidad tipo en el centro y suroeste de Texas a lo largo de Shoal Creek en Austin (SGM, 2009). Se documenta que la unidad está constituida por caliza con estratos masivos con espesores de 1 a 2 m aproximadamente, sus estratos varían su dureza y consistencia, su color al fresco es amarillento, e intemperiza a blanco, amarillo y anaranjado. Por su posición estratigráfica se le asignó al Cenomaniano Temprano, correlacionable a los cuerpos superiores del Grupo Washita y de la Formación Cuesta del Cura. Los sedimentos se depositaron en un ambiente de plataforma abierta pelágica con subsidencias lentas y continuas (SGM, 2009).

#### 2.4.19 Formación Indidura

En general la Formación Indidura se compone de una alternancia de lutitas y calizas tipo mudstone a wackestone en partes arcillosas, en capas de espesor delgado a medio, con algunas intercalaciones de arenisca, predominan las coloraciones gris oscuro y negro en la caliza, y gris verdoso en la lutita (SGM, 2006). Por su posición

estratigráfica y su contenido faunístico se considera a la Formación Indidura del Turoniano, incluyendo parte del Cenomaniano Superior (Barboza-Gudiño, *et al.*, 2004 en SGM, 2006). Su edad varía de un lugar a otro, alcanzando un rango desde el Albiano Superior al Coniaciano. La Formación Indidura representa depósitos de aguas someras, como lo indica la gran cantidad de lutita negra, la presencia de yeso y limolita en el miembro basal (Imlay, 1936 en SGM, 2006).

#### 2.4.20 Formación Eagle Ford

La localidad tipo de la Formación Eagle se ubica en el condado de Dallas Texas a 9.65 km al oeste de Dallas, donde la parte superior de la unidad se encuentra expuesta (SGM, 2006). En México ha sido descrita como una lutita calcáreo-carbonosa, con estratificación laminar, de color oscuro a negro, que alternan con cuerpos de mudstone arcilloso de color oscuro. Su distribución se reporta desde el noreste de Texas, E.U.A.; en México se encuentra ampliamente distribuida en el noreste, en la Cuenca de Sabinas, Coahuila. Su ambiente de depósito representa un sistema transgresivo (Transgressive System Tract o TST) depositado en un ambiente nerítico-medio (Eguiluz, 2001). Tiene un espesor mínimo de 45 m, máximo de 480 m, y promedio de 200 m (SGM, 2006).

#### 2.4.21 Formación Austin

Se usó este nombre por primera vez para definir a las calizas expuestas en Austin, Texas. Se encuentra aflorando al sur de la Sierra de La Madera, al oriente de la Sierra del Cristo y Sardinias, en la Sierra de Pájaros Azules y en la Sierra de Lampazos. Esta unidad consiste en una secuencia de lutitas grises, en ocasiones carbonosas que intercalan con calizas delgadas de color gris, tiene semejanza litológica con la Formación Eagle Ford pero difiere en que las calizas de la Formación Austin no presentan lutitas calcáreas y margas con lentes de calizas. Sus contactos tanto inferior como superior con las formaciones Eagle Ford y Upson Clay respectivamente, son concordantes y transicionales. Esta formación se correlaciona con el Grupo Taylor del Estado de Texas y la Formación Méndez de la Provincia Tampico-Misantla. Se depositó



en un ambiente nerítico con gran aporte de terrígenos (Uribe y A. Cuevas, 1979 en Galindo 2010).

#### 2.4.22 Formación Upson

Santamaría, *et al.*, 1991 en SGM, 2006; en general consta de lutitas y limolitas deleznales de color gris oscuro y verde olivo, que intemperizan en tonos amarillentos. Hacia la cima se observan delgadas capas calcáreo-arenosas; contiene concreciones calcáreas y septarias de formas irregulares. Tiene un espesor mínimo de 42 m, máximo de 622 m y en promedio 164 m. La Formación Upson sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Austin y subyace de la misma forma a la Formación San Miguel. Eguiluz (2001) menciona que la Formación Upson corresponde a un prodelta durante un ciclo de inundación durante el desarrollo inicial en una cuenca tipo foreland laramídica. De acuerdo a su posición estratigráfica y contenido paleontológico se le asigna al Campaniano Inferior (Sohl, *et al.*, 1991 en SGM, 2006).

#### 2.4.23 Formación San Miguel

La localidad tipo se ubica en el rancho de San Miguel situado en las vecindades del río Bravo, al norte de El Paso Texas en el condado de Maverick, Texas. Esta formación ha sido dividida en 5 miembros que en forma generalizada consta de concreciones fosilíferas que cambian gradualmente a fangolitas, limolitas y areniscas calcáreas de color gris claro a blanco. La unidad suprayace concordante y transicional a la Formación Upson y subyace de igual forma a la Formación Olmos. De manera general, se considera del Campaniano Superior por su posición estratigráfica. Se ha determinado que el ambiente de depósito de acuerdo a sus características litológicas corresponde a un ambiente deltaico progradante con abundantes canales distributarios, con influencia litoral y de frente deltaico, cuyo origen está asociado a la zona de antifosa de la deformación Laramide (SGM, 2014).

#### 2.4.24 Formación Olmos

Eguiluz y Amezcua, 2003 en SGM, 2006, describen la unidad como areniscas de grano grueso color gris con intercalaciones de lutita. Su cima se caracteriza por arenas de grano grueso gris verdoso y rojizo en contacto con areniscas conglomeráticas. Los estratos de la Formación Olmos son una mezcla de facies de ambiente marino somero y de frente deltaico; el carbón se encuentra en niveles estratigráficos más arriba de aquellos que la Formación Olmos presenta en Texas. Se interpreta como del Cretácico Superior-Maastrichtiano Temprano-Medio (SGM, 2006). Cuenta con un espesor mínimo de 10 m, máximo 378 m, y un promedio de 175 m (Santamaría, *et al.*, 1991 en SGM, 2006). Sobreyace a la Formación San Miguel (Grupo Taylor) y subyace a la Formación Escondido (Grupo Navarro). Los contactos no son precisos debido a que el contacto inferior con la Formación San Miguel se ha propuesto en la cima de la última capa de arenisca que descansa sobre la primera capa de carbón, pero en donde no se generó carbón es muy incierto. El contacto superior es transicional y concordante con la Formación Escondido pero es difícil de establecerlo, y generalmente se ubica dónde empieza a predominar la arenisca (SGM, 2006).

#### 2.4.25 Formación Escondido

La localidad tipo se encuentra en la confluencia de la desembocadura del Río Escondido con el Río Bravo, cerca de Piedras Negras, Coahuila, México, siguiendo el curso, aguas abajo por 60 km, hasta Loma Prieta, donde está expuesto el contacto entre el Cretácico y las capas del Eoceno (Dumble, 1892 en Robeck, *et al.*, 1956 en SGM, 2006).

Eguiluz y Amezcua, 2003 en SGM, 2006; destacan la existencia de numerosos mantos de carbón que van de algunos centímetros a 5 m de espesor. La abundancia de los mantos indica ciclicidad de alta frecuencia en zonas de decenas o metros de espesor, en una sección mayor a 100 m. Su distribución va desde el sur de Texas (E.U. A.) hasta Coahuila, México (SGM, 2006).

Su ambiente de depósito se interpreta como una planicie de inundación oscilante; la distribución de los mantos de carbón denota la migración lateral de las subfacies deltaicas (Eguiluz y Amezcua, 2003 en SGM, 2006).

#### 2.4.26 Conglomerado Sabinas

Se localiza en la Región Carbonífera de Sabinas ampliamente distribuido en el golfo del mismo nombre. Se encuentra suprayaciendo de manera discordante a las formaciones Austin, Upson, San Miguel, Olmos y Escondido. Esta formación se originó por el ataque de los agentes erosivos a las crestas de los anticlinales y ocasionó el depósito de clastos en las cuencas o sinclinales (Robeck, *et al.*, 1936 en Galindo, 2010).

#### 2.4.27 Aluvión

Los valles sinclinales se encuentran casi totalmente cubiertos por una capa de depósitos aluviales cuaternarios que consisten principalmente de gravas, caliche, limos y algunos conglomerados recientes. Estos depósitos se originaron principalmente por la acumulación de acarreos aluviales (Galindo, 2010).

### 2.5 Marco estructural

Los movimientos verticales de la Orogenia Palizada, conformaron la paleogeografía del pre-Jurásico Tardío, lo que pudo deberse a la segmentación en bloques con movimientos diferenciales del cinturón orogénico, (De Cserna, 1956, Dickinson, 1979, Walter, 1980 y Flores, 1980 en Pola, *et al.*, 2007), configurándose un sistema de horst y grabens acompañado de emisiones magmáticas que sirvieron de asiento a la secuencia marina del Jurásico Tardío.

La Cuenca de Sabinas se desarrolló al margen del Cratón de Norteamérica durante la apertura mesozoica del Golfo de México. El emplazamiento temprano de rocas ígneas básicas y los perfiles asimétricos de la cuenca sugieren que ésta se pudo haber originado por rompimiento (rifting), posiblemente como parte de un aulacógeno (Pilger, 1981; Pindell, 1985; Buffler y Sawyer, 1985 en Pola, *et al.*, 2007).

Una subsidencia prolongada durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior formó un margen pasivo tipo Atlántico al noreste de la cuenca. La acumulación y deformación del relleno antepaís (*foreland*) observado en las áreas de la Popa y Nueva Rosita es indicador de una etapa compresiva final dentro de la evolución de la Cuenca de Sabinas.

La deformación compresiva laramídica en esta cuenca, fue menos intensa que la observada en la Sierra Madre Oriental y Cuenca de Chihuahua. A diferencia de la Sierra Madre Oriental, el cinturón plegado de Sabinas muestra vergencia bidireccional hacia los bordes paleotectónicos de los bloques de Coahuila y Tamaulipas; domos salinos intrusionan la columna sedimentaria y pliegues bifurcados se observan con echados periclinales bien definidos y un menor grado de acortamiento (Pola, *et al.*, 2007).

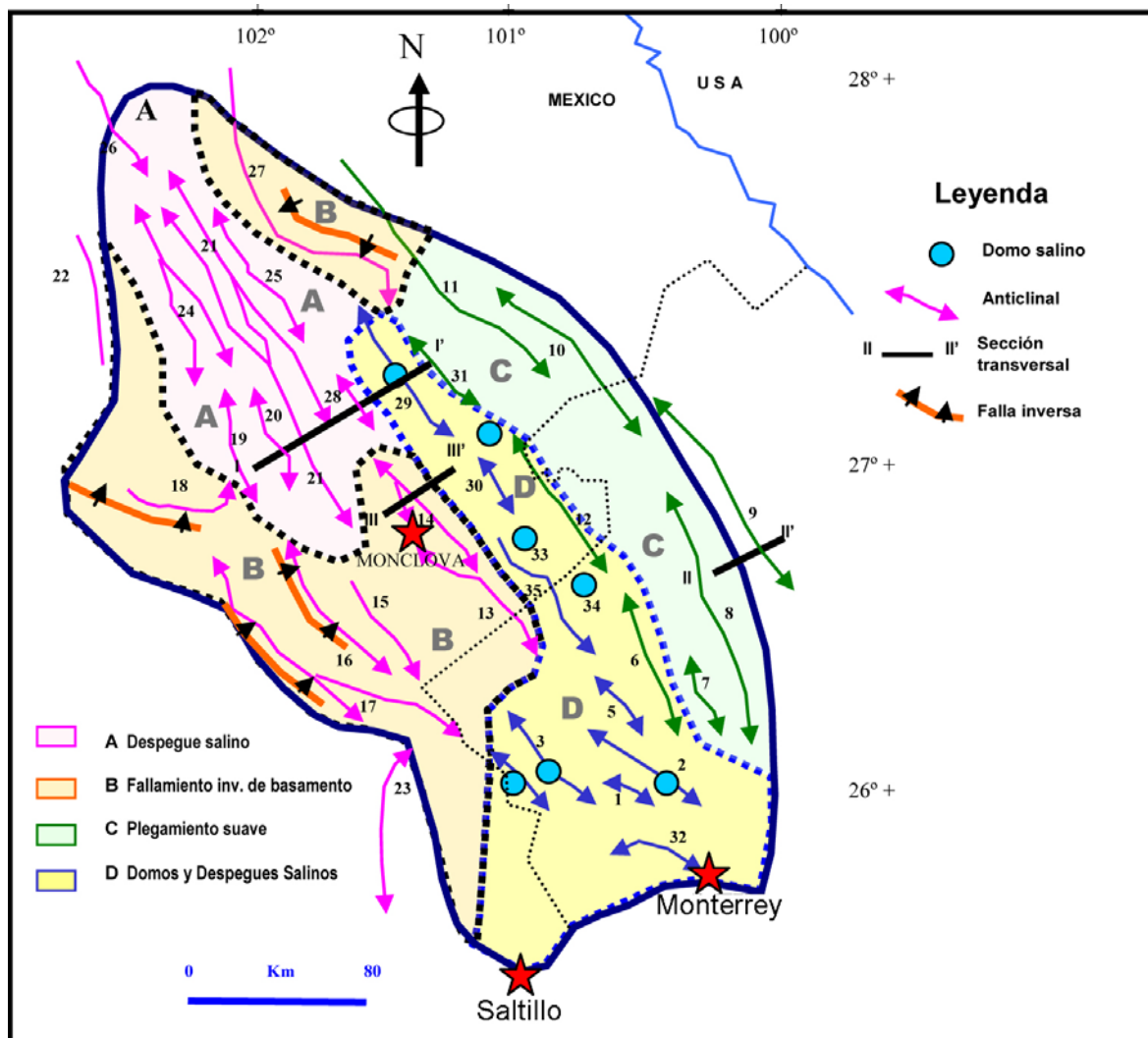
Para la Cuenca de Sabinas, el marco estructural Laramídico se observa en los siguientes niveles de deformación:

- Evaporitas del Jurásico.
- Evaporitas del Barremiano.

Tiene niveles de despegue por encima y debajo de las evaporitas jurásicas, lo que produce una deformación de tipo 'thin-skinned' (solamente deformación y fallamiento de la capa sedimentaria). El nivel de despegue regional de la sección sedimentaria post-sal ocurre en donde se encuentra la sal jurásica (Eguiluz, 2001).

Donde la sal está ausente, litologías dúctiles tales como las evaporitas (Formación La Virgen) o lutitas (formaciones Parras y Upson) proveen niveles de despegue locales.

Las estructuras compresivas predominan en la Cuenca de Sabinas, en donde datos cinemáticos obtenidos de pliegues, estrías y estilolitas indican un acortamiento paralelo a la dirección del esfuerzo tectónico principal, observándose en la cuenca cuatro estilos estructurales (Figura 30).



**LEYENDA**

1. El Fraile	19. La Virgen
2. Minas Viejas	20. Menchaca
3. La Popa	21. Cristo-Chapulín-El Guaje
4. Anheló	22. La Mula
5. Enmedio	23. Paila
6. Las Gomas-Bustamante	24. Agua Verde-Moca
7. Jardines	25. San Ambrosio
8. Lampazos-Sabinas	26. La Encantada
9. Salinillas-Zuloaga	27. Hermosa Santa Rosa
10. Metatosa-San Martín	28. Chicharra
11. Las Rusias	29. Obayos
12. Pájaros Azules	30. La Rata
13. La Gloria	31. Baluarte
14. Monclova-Buena Suerte	32. Primero de Mayo
15. Bocatoche	33. La Carroza
16. Agua Chiquita-La Purísima	34. Bolsa de Judas
17. San Marcos-La Gavia	35. Venadito
18. La Madera	

Figura 30. Estilos estructurales de la Cuenca de Sabinas (Eguiluz, 1997 en Pola, *et al.*, 2007).

A. Donde la sal jurásica está presente, los pliegues anticlinales son largos y estrechos y sus ejes estructurales se orientan aproximadamente NW45°SE. Las estructuras pueden seguirse hasta por decenas de kilómetros y generalmente tienen formas geométricas bien definidas. Los pliegues son disarmónicos y bifurcados. Los anticlinales que son angostos, están separados por sinclinales amplios y su vergencia tiene una dirección hacia el SW así como al NE.

B. Hacia los márgenes de la cuenca en las áreas peninsulares, donde las evaporitas jurásicas están ausentes, hay presencia de fallas y las estructuras anticlinales son de alto relieve. Éstas tienden a tener sus núcleos erosionados exponiendo las rocas más antiguas. Es posible que los esquistos del complejo basal constituyan el nivel de despegue más profundo con rampas imbricadas tipo 'duplex'.

C. En el Bloque Tamaulipas, donde las estructuras laramídicas están cubiertas por rocas más jóvenes, el plegamiento es relativamente más suave, y donde las evaporitas se acuñan, los niveles de despegue emergen hacia el NE con vergencia en la misma dirección. A profundidad las estructuras son más complejas debido a la presencia de fallas antitéticas inversas.

D. Hacia las partes SE y NE de la cuenca, donde la sal tiene los mayores espesores, un lineamiento de domos salinos intrusiona las estructuras anticlinales para formar pliegues de tipo caja y estructuras circulares y dómicas de doble vergencia.

El acortamiento estructural para las distintas áreas de la cuenca varía de entre 16 a 26 % (Figura 31a, 31b y 31c) (Eguiluz, 1997 en Pola, *et al.*, 2007).

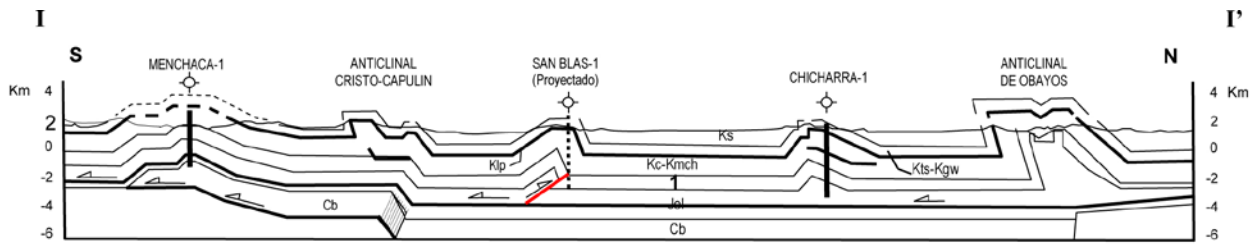


Figura 31a

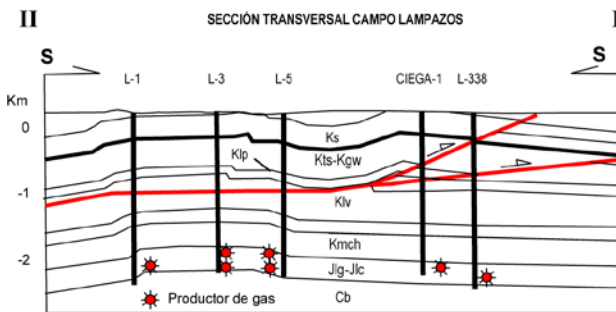


Figura 31b

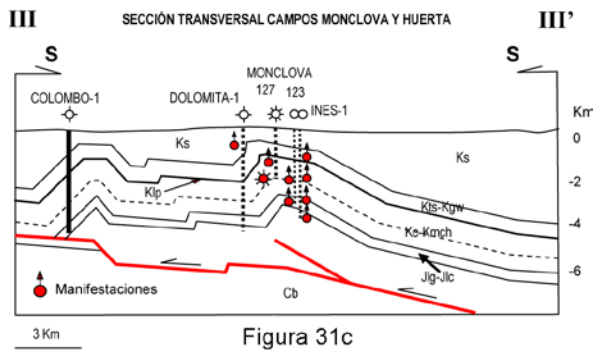


Figura 31c

Figura 31a, 31b y 31c. Secciones estructurales de la Cuenca de Sabinas. Sección I-I' Complejo de basamento formado por esquistos paleozoicos que subyacen a los lechos rojos de Triásico Medio-Jurásico. Sección II-II' El campo Lampazos estructuralmente corresponde a un suave anticlinal con una falla inversa en la cima de las evaporitas de la Formación La Virgen. Sección III-III' Los campos Monclova y Huerta son pliegues por propagación de falla con desdoblamiento en el complejo de basamento (IMP y Eguluz, 1997 en Pola, *et al.*, 2007).

Adicionalmente, en la Cuenca de Sabinas se tienen definidos cinco patrones de fracturamiento, de éstos solo dos son considerados importantes desde el punto de vista de su influencia en la porosidad secundaria de las potenciales rocas almacén de los plays:

- I. Fracturas que son resultado de la compresión, con el esfuerzo principal paralelo a la dirección del echado de la capa, extendiéndose a grandes distancias (vertical y lateralmente).
- II. Fracturas causadas por la extensión perpendicular del eje del pliegue; éstas son relativamente cortas y numerosas creando pequeños bloques fracturados.

Normalmente todas las fracturas mejoran la porosidad del yacimiento, pero las fracturas del patrón II ayudan a aumentar la permeabilidad (Pola, *et al.*, 2007).

## 2.6 Evolución tectónica estructural

La historia tectónica de la región en la que se encuentra la Cuenca de Sabinas se remonta al Paleozoico Tardío cuando las placas de Sudamérica-África y Norteamérica colisionaron formando la Pangea. Este evento formó el cinturón orogénico Marathon-Ouachita del Mississípico Tardío al Pérmico Temprano, conformando la zona de sutura de la colisión continente-continente (Pemex, 2013).

A partir del Triásico Tardío inició la segmentación y rifting de Pangea que duró hasta el Jurásico Medio-Calloviano, manifestándose por atenuación del basamento en el área, el cual se expresa como altos de basamento (Isla de Coahuila, Península de Tamaulipas, y altos Picacho y San Carlos), bajos de basamento (Cuencas de Sabinas y Magicatzin) y fallas laterales de grandes extensiones que los limitan (Mojave-Sonora, San Marcos y La Babia). El sistema de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo jugó un papel importante para permitir el desprendimiento del bloque de Yucatán en esta etapa de “rifting” en su porción occidental (Pindell, *et al.*, 2002). El fallamiento de desplazamiento lateral izquierdo y el fallamiento normal asociado (transtensión) generaron fosas, destacando la formación de la Cuenca de Sabinas.

Sedimentos de lechos rojos, evaporitas e intrusiones de diques de composición riolítica a andesítica caracterizaron esta etapa. El movimiento del fallamiento lateral y la extensión asociada culminó en el Oxfordiano Temprano, cuando dio inicio la etapa de generación de corteza oceánica en el Golfo de México que duró hasta el Berriasiano; posterior a esto una etapa de subsidencia térmica caracterizó a todo el Golfo de México y cuencas circundantes. Los rasgos de basamento formados en la etapa de rifting influyeron significativamente en la sedimentación continental y marina desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío; y en el plegamiento y fallamiento laramídico ocurrido a fines del Cretácico hasta el Eoceno (Figuras 32). La etapa de margen pasivo culminó en esta región con el inicio del evento orogénico laramídico, el cual está relacionado con el efecto del cambio de vergencia de NW a SE, y de la velocidad en la subducción de la Placa Farallón con el borde continental oeste de la Placa de Norteamérica. Este evento



tectónico es el responsable de la deformación contraccional que prevalece en el área, de la reactivación de fallas de basamento y movilización de la sal (Pemex, 2013).

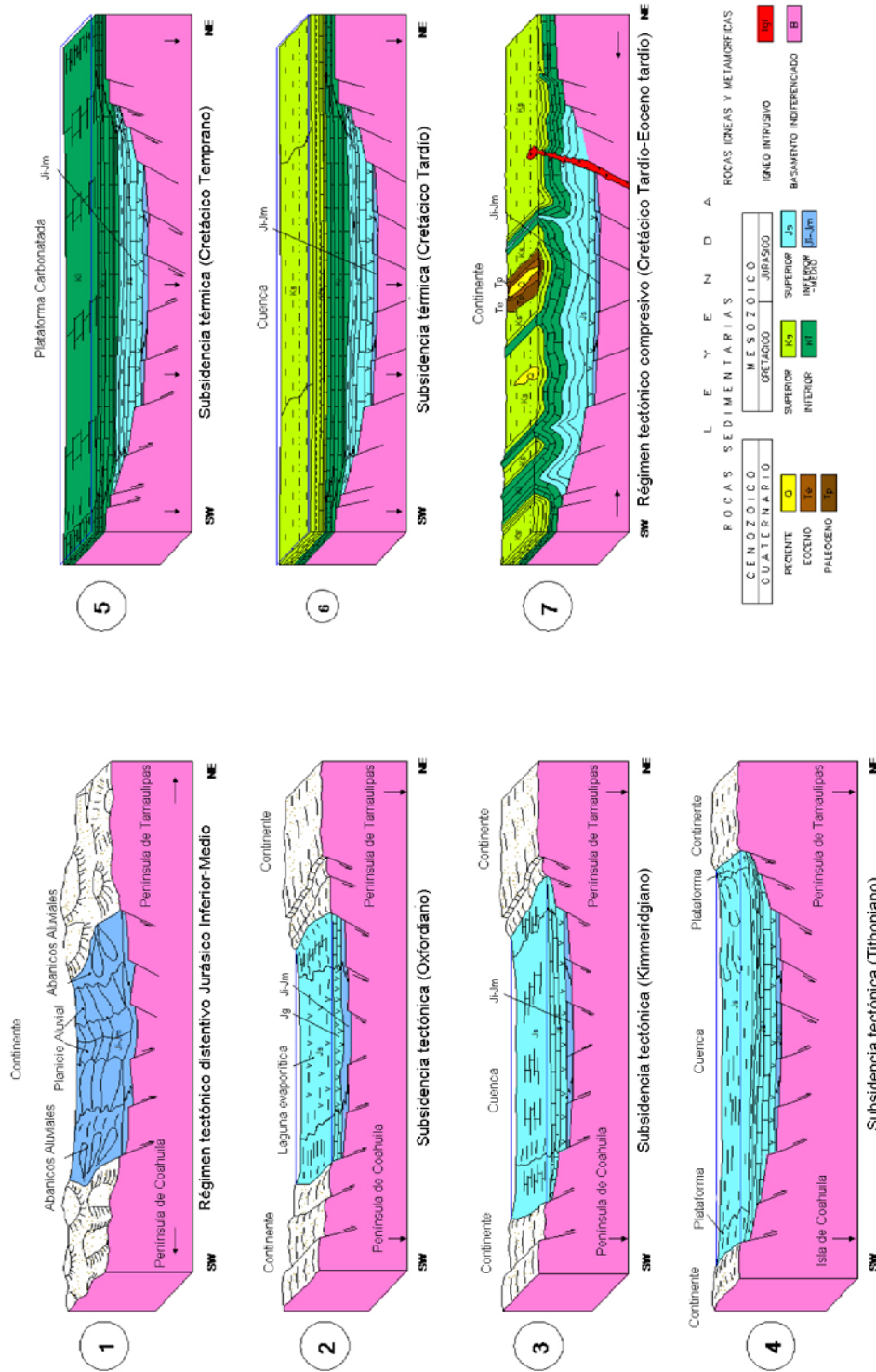


Figura 32. Diagramas de evolución tectónica de la Provincia Petrolera Sabinas-Burros-Picachos (Pemex-IMP, 2000).

## CAPÍTULO 3. FORMACIÓN LA VIRGEN COMO SISTEMA DE ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO DE CO<sub>2</sub>

La capacidad de almacenamiento de una región es la capacidad volumétrica del reservorio para contener un fluido. Los principales sitios para el almacenamiento de dióxido de carbono son aquellas formaciones geológicas que contengan o hayan retenido fluidos anteriormente (acuíferos salinos o yacimientos de hidrocarburos). Debido a sus características las cuencas sedimentarias, marinas o terrestres, son los mejores prospectos para este tipo de proyectos.

La aplicación de las diversas tecnologías y metodologías existentes, especialmente provenientes de la industria petrolera, sirven para poder conocer las características del yacimiento y saber si se cumple con los requerimientos para realizar el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>, identificar los mecanismos de entrapamiento, y determinar las propiedades del CO<sub>2</sub> y los fluidos de la formación una vez realizada la inyección para modelar su comportamiento en el espacio-tiempo y prevenir riesgos de fuga.

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) ha dividido la Provincia de Coahuila en tres regiones con base en su comportamiento tanto litológico como estructural.

La región de Piedras Negras ubicada al norte del área de estudio presenta una columna estratigráfica de edad cretácica predominantemente carbonatada formada sobre un alto estructural paleogeográfico denominado Plataforma del Burro; las estructuras son amplias, suaves y alargadas. El sistema de almacenamiento es pobre al carecer de estructuras y los cambios de facies están mal definidos, además de presentar bajas porosidades primarias en las calizas no fracturadas.

La región de Monclova se encuentra al sur del área de estudio cercana a la Sierra de Pájaros. Litológicamente predominan los carbonatos de unidades cretácicas; los fuertes plegamientos y fallamientos en la zona han permitido la formación de excelentes trampas estructurales en las cuales se han acumulado hidrocarburos. Se detectaron algunos pozos e intervalos con posibilidad para contener CO<sub>2</sub>, sin embargo el área se encuentra condicionada por la presencia de campos productores de gas natural,

además que el único pozo no productor no cuenta con información suficiente para determinar la porosidad de los intervalos de interés para el almacenamiento de CO<sub>2</sub>. Esta fue la región con menor potencial debido a la presencia de grandes fallas y fracturas que pueden representar un riesgo para el sistema de confinamiento. La posibilidad en esta región sería para el almacenamiento de CO<sub>2</sub> en aquellos campos en donde la extracción de hidrocarburos requiere de nuevas tecnologías e implementaciones, por lo que estos han sido abandonados temporalmente.

Esta tesis solo se describe el área de Sabinas cuyas características geológicas, y por encontrarse fuera de las áreas de interés petrolero, permiten considerarla con alto potencial de almacenamiento, además de que es el área más cercana a las principales fuentes de emisión de CO<sub>2</sub>, la industria de generación de energía eléctrica y la siderúrgica, cuyas emisiones se estiman en kilotoneladas (Kt) (Figura 33).

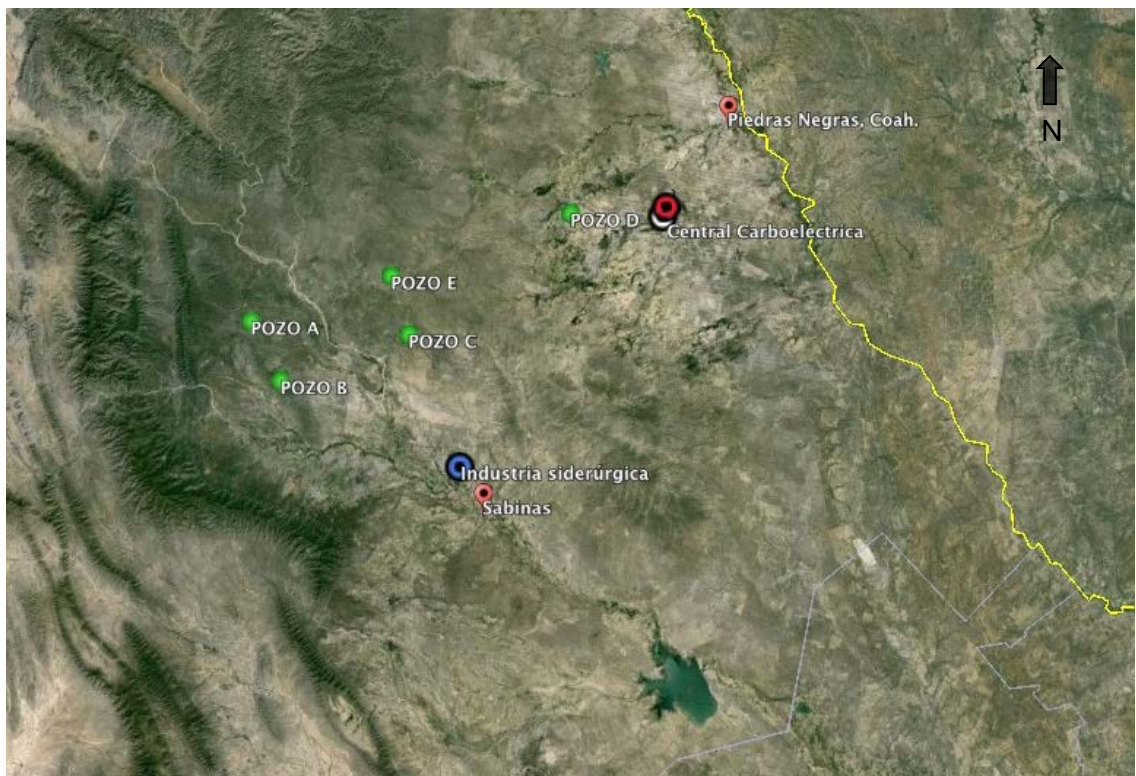


Figura 33. Mapa de localización del área de Sabinas, en donde se observan los pozos analizados con respecto a las principales fuentes de emisión de CO<sub>2</sub> (Google Earth, 2015).

Una de las limitantes para la definición del sistema de almacenamiento en esta área de estudio fue la litología, ya que ésta es predominantemente calcárea con porosidades y permeabilidades bajas. Las mejores porosidades encontradas están asociadas a fracturamiento en las zonas de mayor deformación estructural cerca de la Sierra del Burro, con litologías variables desde calizas, algunas de ellas parcialmente dolomitizadas, hasta areniscas, presentes en las formaciones La Virgen y Hosston.

El principal sello corresponde a horizontes arcillosos así como horizontes con intercalaciones de anhidritas de las formaciones La Virgen y La Peña. Las estructuras hacia la parte norte del área de estudio son suaves por lo que los límites en dicha área son definidos principalmente por cambios de facies, los cuales no pudieron ser bien definidos por falta de información; en las áreas con mayor deformación estructural se encuentran algunos anticlinales con cierres contrafalla o por cambio de facies que funcionan como trampa (CFE, 2014).

### 3.1 Evaluación regional del área de Sabinas

La actividad tectónica en el área es baja por su carácter de rift abortado. El tamaño de la localidad es de aproximadamente 3750 km<sup>2</sup> y los horizontes de interés se encuentran entre los 800 y 2500 m. La intensidad de fallamiento es limitada y las temperaturas adecuadas, ya que la zona queda descartada para actividad geotérmica.

La roca almacén es de buena porosidad y espesor, y la roca sello está conformada por capas impermeables de lutitas y en algunos casos de anhidritas. El potencial de hidrocarburos en esta zona es pequeño pues no se tiene reporte de pozos productores comerciales. Se considera una zona explorada sin desarrollo, con poca accesibilidad e infraestructura menor. Estas características se pueden visualizar mejor en la Tabla 3.


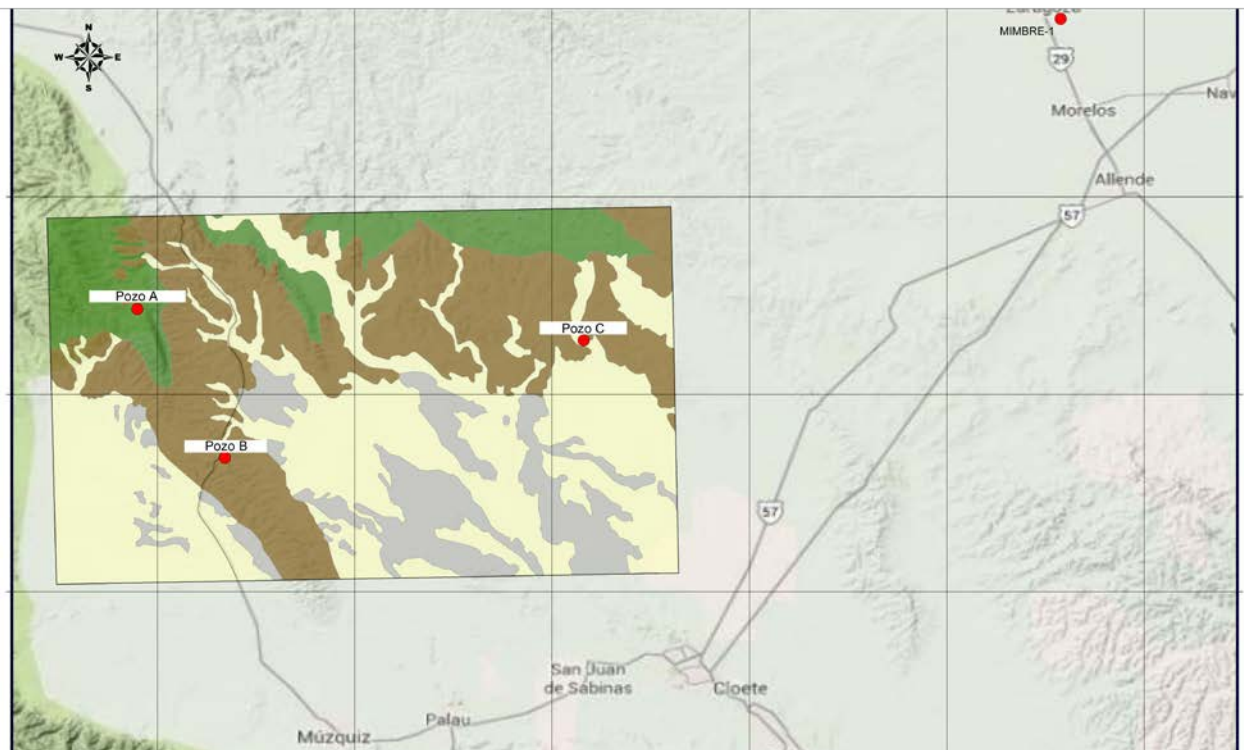
Criterio	Incremento del potencial de almacenamiento de CO <sub>2</sub> 					
	1	2	3	4	5	
1	<b>Actividad tectónica</b>	Muy alta (ej. Zona de subducción)	Alta (ej. Synrift, bloque de deslizamiento)	Intermedia (ej. Planicie)	<b><u>Baja (ej. Margen pasiva)</u></b>	Muy baja (ej. craton)
2	<b>Tamaño</b>	Muy pequeña (< 1000 km <sup>2</sup> )	<b><u>Pequeña (1000 a 5000 km<sup>2</sup>)</u></b>	Mediana (5000 a 25000 km <sup>2</sup> )	Grande (25000 a 50000 km <sup>2</sup> )	Muy grande (>50000 km <sup>2</sup> )
3	<b>Profundidad</b>	Muy somera (<300 m)	Somera (300 a 800 m)		Profunda (>2500 m)	<b><u>Intermedia (800 a 2500 m)</u></b>
4	<b>Intensidad de fallamiento</b>	Alta		Moderada		<b><u>Limitada</u></b>
5	<b>Geotermia</b>	>40 °C		<b><u>30-40 °C</u></b>		<30 °C
6	<b>Roca almacén</b>	Pobre (poca porosidad o poco espesor)		Intermedia (porosidad o espesor considerable)		<b><u>Excelente (buena porosidad y espesor)</u></b>
7	<b>Sello</b>	Pobre (rocas impermeables de poco espesor)		Intermedio		<b><u>Excelente (rocas impermeables de buen espesor)</u></b>
8	<b>Evaporitas</b>	No hay		Domos		<b><u>Capas</u></b>
9	<b>Potencial de hidrocarburos</b>	Ninguno	<b><u>Pequeño</u></b>	Mediano	Grande	Gigante
10	<b>Madurez</b>	Inexplorado	<b><u>Explorado</u></b>	En desarrollo	Maduro	Súper-maduro
11	<b>Continente/costa afuera</b>	Aguas profundas		Plataforma marina		<b><u>Continente</u></b>
12	<b>Clima</b>	Ártico		Desértico	Tropical	<b><u>Templado</u></b>
13	<b>Accesibilidad</b>	Inaccesible	<b><u>Difícil</u></b>		Aceptable	Fácil
14	<b>Infraestructura</b>	Ninguna	<b><u>Menor</u></b>		Moderada	Amplia

Tabla 3. Evaluación regional de acuerdo con la tabla propuesta por Bachu (2007) considerando 14 criterios para el área de Sabinas (CFE, 2014).

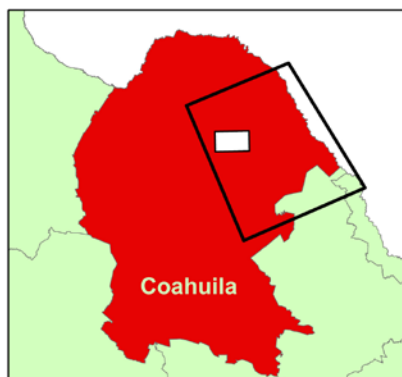
Los principales afloramientos en el área corresponden a calizas de tipo arrecifal expuestas al noreste (pozo A) y calizas tipo mudstone y margas (pozos B y C, respectivamente). Estas regiones presentan una deformación y estructuras más marcadas asociadas a la falla de La Babia. El resto de los depósitos corresponden a conglomerados y material aluvial en las partes más bajas (Figura 34).



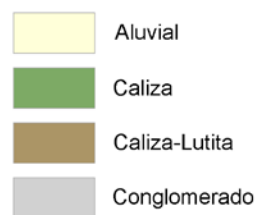
## Mapa Geológico Región Sabinas



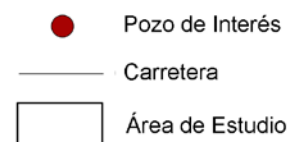
Mapa de Localización



Litología



Simbología



1:250,000



Figura 34. Mapa geológico del área de Sabinas (modificado de CFE, 2014).

La estratigrafía de la región es descrita en dos secciones: WNW-ESE y SW-NE a partir de los pozos A, B, C, D y E (Figura 35). La profundidad máxima alcanzada fue en la Formación Hosston en el pozo B con 2847 m (P.T.). Ésta formación está compuesta

principalmente por areniscas del Cretácico Inferior depositadas en el talud de la Cuenca de Sabinas. La sobreyace la Formación La Virgen compuesta por depósitos calcáreo-evaporíticos, seguida por la Formación Cupido conformada por calizas que van de mudstone a grainstone, en algunos casos dolomitizados. La Formación La Peña consiste de mudstone arcilloso o arcillo-carbonoso en su base y horizontes de lutitas en su miembro superior. La formación suprayacente varía: en el pozo A corresponde a calizas de la Formación Aurora seguida por depósitos de facies arrecifales que afloran al oeste; en los pozos C, D y E la secuencia es de calizas de la Formación Glen Rose seguida de calizas de la Formación Georgetown; en el pozo B se describe una facies de caliza de la Formación Tamaulipas Superior y por arriba de ésta calizas arrecifales de El Burro a las que sobreyacen las formaciones Glen Rose y Georgetown igualmente calcáreas. La Formación Del Río está conformada por lutitas y subyace a las formaciones Buda conformada por calizas, Eagle Ford con mudstones arcillo-carbonosos y Austin compuesta por margas arenosas y calizas de mudstone a packstone (CFE, 2014).

Figura 35. Localización de las secciones en el área de Sabinas (modificado de CFE, 2014).

A continuación se muestran unas tablas con una breve descripción litológica de los pozos A, B, C, D y E, y datos de las cimas.

SECCIONES SABINAS			POZO E		
Formación	Cima	Litología	Formación	Cima	Litología
<b>Austin</b>	Aflora	Mudstone	<b>Georgetown</b>	Aflora	Wackstone a packstone
<b>Eagle Ford</b>	35	Mudstone arcillo-carbonoso	<b>Edwards lagunar</b>	45	Packstone a grainstone
<b>Buda</b>	84	Mudstone a wackstone	<b>Edwards arrecifal</b>	220	Grainstone
<b>Del Río</b>	100	Lutitas	<b>Glen Rose</b>	340	Mudstone
<b>Georgetown</b>	127	Mudstone a wackstone	<b>La Peña</b>	865	Mudstone y lutita
<b>Glen Rose</b>	150	Mudstone	<b>Cupido</b>	975	Mudstone
<b>Arrecife El Burro</b>	260	Boundstone	<b>La Virgen</b>	1025	Mudstone con intercalaciones de anhidritas
<b>Tamaulipas Superior</b>	525	Mudstone	<b>Hosston</b>	1525	Limolita-areniscas
<b>La Peña</b>	1169	Lutitas calcáreas	<b>P.T.</b>	2250	-
<b>Cupido</b>	1253	Mudstone arcilloso-dolomítico			
<b>La Virgen</b>	1315	Calcáreo-evaporítica			
<b>Hosston</b>	1990	Areniscas			
<b>P.T.</b>	2847	-			

Tabla 4. Columnas geológicas de los pozos B y E en la sección SW-NE en el área de Sabinas (CFE, 2014).



SECCIONES SABINAS					
POZO A		POZO C		POZO D	
Formación	Cima	Litología	Formación	Cima	Litología
<b>Complejo arrecifal</b>	Aflora	Caliza masiva	<b>Austin</b>	Aflora	Mudstone a wackestone
<b>Aurora</b>	650	Mudstone	<b>Eagle Ford</b>	50	Mudstone arcillo-carbonoso
<b>La Peña</b>	950	Mudstone arcilloso	<b>Buda</b>	150	Mudstone
<b>Cupido</b>	1030	Wackestone	<b>Del Río</b>	170	Lutitas
<b>La Virgen</b>	1080	Caliza con intercalaciones de anhidrita	<b>Georgetown</b>	185	Packstone
<b>Hosston</b>	1480	Limolita y areniscas	<b>Glen Rose</b>	505	Mudstone
<b>Jurásico</b>	1680	Latitas y areniscas	<b>La Peña</b>	905	Mudstone arcillo-carbonoso
<b>Conglomerados</b>	2280	Conglomerado poligenético	<b>Cupido</b>	1005	Mudstone a grainstone
<b>P. T.</b>	2525	-	<b>La Virgen</b>	1050	Mudstone
			<b>Padilla</b>	1250	Mudstone a wackestone
			<b>Hosston</b>	1330	Arenisca
			<b>P. T.</b>	2000	-
			<b>Austin</b>	Aflora	Mudstone a wackestone
			<b>Eagle Ford</b>	268	Mudstone
			<b>Buda</b>	413	Mudstone a wackestone
			<b>Del Río</b>	456	Lutitas
			<b>Georgetown</b>	509	Mudstone a wackestone
			<b>McKnight</b>	669	Mudstone arcilloso anhidritico
			<b>Edwards</b>	805	Mudstone a wackestone
			<b>Glen Rose</b>	902	Mudstone a wackestone
			<b>La Peña</b>	1405	Mudstone arcillo-carbonoso
			<b>Cupido</b>	1548	Mudstone dolomitizado
			<b>La Virgen</b>	1599	Mudstone a packstone
			<b>Hosston</b>	1810	Areniscas
			<b>P. T.</b>	1900	-

Tabla 5. Columnas geológicas de los pozos A, C Y D en la sección compuesta AC (WNW-ESE) - CD (SW-NE) de la región de Sabinas (CFE, 2014).

### 3.2 Sistema de almacenamiento geológico de la Formación La Virgen

La Formación La Virgen se ha identificado que podría fungir como roca sello o roca almacén en el sistema de almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>, con base en las características y parámetros críticos presentados en la Tabla 3.

Con ayuda de registros geofísicos han sido obtenidos para la Formación La Virgen parámetros como la porosidad, permeabilidad, saturación de agua, entre otros datos petrofísicos de interés para el análisis del sistema de almacenamiento (Tabla 6); es importante mencionar que debido a la escasez y calidad de la información en algunos sitios fue imposible obtener dichos datos.

Partiendo del modelo geológico y del análisis de los registros de pozos A, B, C, D y E en la región de Sabinas, cabe mencionar que el pozo D pertenece a la región de Piedras Negras pero debido a la escasez de información se decidió incorporarlo para un mejor análisis y correlación de las unidades a nivel regional. De los intervalos analizados de la Formación La Virgen sólo uno se considera con potencial para el almacenamiento de fluidos, CO<sub>2</sub>, ya que es el único intervalo en el que se observa una continuidad entre los pozos C y E ( en el intervalo de 1290-1320 m) (Tabla 6).

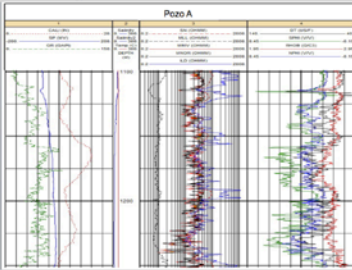
EVALUACIÓN PETROFÍSICA DE LOS INTERVALOS DE INTERÉS EN LA REGIÓN DE SABINAS						
POZO	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	LITOLÓGÍA	IMAGEN DEL REGISTRO	PROPIEDADES PETROFÍSICAS	ELEMENTO DEL SISTEMA DE ALMACENAMIENTO
A	1160-1240	80	Mudstone arcilloso-carbonoso.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = &gt;5</li> <li>• K (cualitativa) = Pobre</li> <li>• Sw (%) = -</li> <li>• Vcl (%) = 33.33</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm) = 4 000</li> </ul>	Sello

Tabla 6. Evaluación petrofísica de los intervalos de interés de la Formación La Virgen en la región de Sabinas.

A	1440-1510	70	Mudstone e intercalaciones de yeso y anhidrita.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = &gt;5</li> <li>• K (cualitativa) = Pobre</li> <li>• Sw (%) = -</li> <li>• Vcl (%) = 5.71</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm) = 25 000</li> </ul>	Sello
A	1590-1610	20	Grainstone de peletoides y mudstone dolomitizado.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = &gt;5</li> <li>• K (cualitativa) = Pobre</li> <li>• Sw (%) = -</li> <li>• Vcl (%) = 5.56</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm) = 7 000</li> </ul>	Sello
B	1700-1750	50	Mudstone ligeramente arcilloso y a veces dolomitizado con trazas de grainstone de peletoides. Intercalaciones de microdolomía ligeramente calcárea.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = 19</li> <li>• K (cualitativa) = Buena</li> <li>• Sw (%) = 100</li> <li>• Vcl (%) = 21</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm) = 22 000</li> </ul>	Almacén
C	1270-1300	30	Mudstone que gradúa a packstone y grainstone de peletoides, miliólidos y bioclastos en partes parcialmente dolomitizado, con algunas microfacturas selladas por calcita.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = 7</li> <li>• K (cualitativa) = Regular</li> <li>• Sw (%) = 100</li> <li>• Vcl (%) = 8.5</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm) = 34 000</li> </ul>	Almacén

Tabla 6 (continuación). Evaluación petrofísica de los intervalos de interés de la Formación La Virgen en la región de Sabinas.

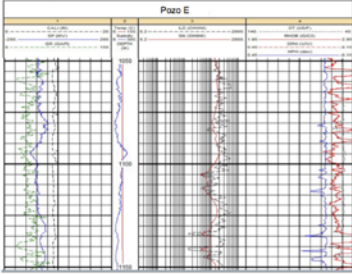
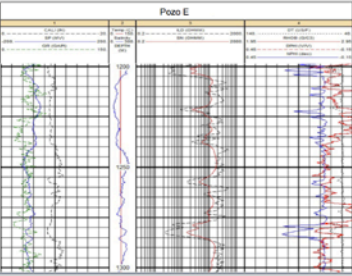
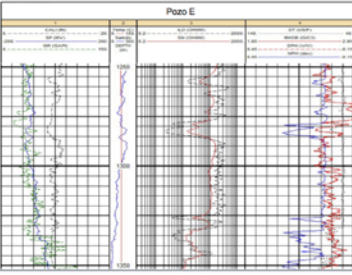
E	1090-1130	40	Conformada por packstone a grainstone de peletoides bioclástico y oolítico con escasos fragmentos de anhidrita; mudstone ligeramente arcilloso con escasos fragmentos de packstone bioclástico con aproximadamente 10 % de anhidrita.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = 5</li> <li>• K (cualitativa) = -</li> <li>• Sw (%) = -</li> <li>• Vcl (%) = 7.5</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm)= 60 000</li> </ul>	Almacén
E	1240-1270	30	Está formado por mudstone con escasos peletoides y miliólidos; wackstone a packstone de peletoides con intraclastos y miliólidos; mudstone microdolomitizado y microdolomía.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = 8</li> <li>• K (cualitativa) = -</li> <li>• Sw (%) = -</li> <li>• Vcl (%) = 45.5</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm)= 100 000</li> </ul>	Almacén
E	1290-1320	30	Está conformado por mudstone wackstone de bioclastos y litoclastos; packstone de peletoides y miliólidos; mudstone ligeramente dolomitizado.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>\Phi</math> (%) = 10</li> <li>• K (cualitativa) = -</li> <li>• Sw (%) = -</li> <li>• Vcl (%) = 36</li> <li>• SALINIDAD DEL AGUA DE FORMACIÓN (ppm)= 100 000</li> </ul>	Almacén

Tabla 6 (continuación). Evaluación petrofísica de los intervalos de interés de la Formación La Virgen en la región de Sabinas.

Con base en la Tabla anterior se puede observar que la Formación La Virgen puede funcionar como roca almacén o roca sello dentro del sistema de almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> debido a las características petrofísicas que presenta. Los horizontes que podrían funcionar como roca almacén se encuentran en el rango de profundidad de 800 a 1500 m que es importante para que el CO<sub>2</sub> se encuentre en estado supercrítico, cuentan con un valor de porosidad mayor al 5 %, el índice de saturación de agua es de entre 90 al 100 % aunque en algunos intervalos no se contaba con el dato, se pueden considerar intervalos limpios, y finalmente la salinidad del agua de formación

que debe ser mayor a las 10 000 ppm para que pueda considerarse un acuífero salino y no sea apto para el consumo humano.

Los horizontes de la Formación La Virgen que podrían funcionar como roca sello cuentan con un valor del porosidad menor del 5 %, se considera que tienen un valor de permeabilidad pobre que impide la fuga del CO<sub>2</sub> del confinamiento y los valores de arcillosidad están dentro de un rango adecuado para asegurar el CO<sub>2</sub> almacenado.

A pesar de que en la Tabla 3 se muestran intervalos que parecieran que tienen mayor potencial de almacenamiento debido a las características petrofísicas que presentan, no es posible hacer una estimación de la Capacidad de Almacenamiento Efectiva (CAE) para dichos intervalos, ya que no se observa una continuidad entre ellos.

Esta formación está conformada por una intercalación de calizas arenosas, areniscas con cementante calcítico y dolomítico, donde se puede observar el aporte de algunos sedimentos terrígenos, además de algunas intercalaciones de carpetas algáceas muy planas, que se presentan intercaladas con evaporitas que muestran disolución. Esta formación corresponde a una planicie de inundación costera en zona de supramarea/intramarea por las características sedimentológicas que presenta.

### 3.3 Evaluación del sistema de almacenamiento de CO<sub>2</sub>

Para la estimación de la capacidad almacenamiento de CO<sub>2</sub> de un horizonte seleccionado, como se mencionó anteriormente, es necesario contar con algunos parámetros petrofísicos de la roca (porosidad, saturación de agua y permeabilidad) y para ello es necesario el procesamiento e interpretación de registros geofísicos de los pozos seleccionados cerca del área de estudio. Los registros sirven también para correlacionar horizontes, determinar litología, salinidad del agua de formación, determinación de cuerpos permeables y porosos y tipo de fluido contenido en las formaciones.

La mayor parte de la información con la que se trabajó data de los años 60's y 70's principalmente, por lo que fue necesario un procesamiento actualizado de los datos para su interpretación.

Los registros empleados fueron los siguientes:

- Potencial Natural (SP) para la identificación cuerpos permeables, determinar el límite entre capas y correlacionar estratos.
- Rayos Gamma (GR) para la identificación de la litología y la evaluación de la arcillosidad.
- Registros de resistividad (SN, ILD) para determinar el contenido y tipo de fluido en los pozos analizados.
- Registros: sónico (DT), densidad (RHOB) y neutrón (NPHI) para calcular la porosidad y litología.
- Los registros micro-resistivos fueron de utilidad para determinar el índice de permeabilidad, que es un indicativo cualitativo de la permeabilidad, ya que el único registro que permite conocer la permeabilidad es el de resonancia magnética y la aplicación de fórmulas, sin embargo en ninguno de los pozos se cuenta con dicho registro. El mejor indicador de permeabilidad son los núcleos, pero el valor es puntual y éstos sólo se toman en las zonas de interés petrolero.

Además de contar con información adicional como las características estructurales predominantes; las secciones geológicas proporcionan los datos de las cimas de las formaciones y la relación estratigráfica y estructural entre ellas. Todo esto nos permite conocer los rasgos geológicos principales y determinar la geometría, área (A) y volumen (V) de las trampas para el almacenamiento de CO<sub>2</sub>; el área de la trampa se emplea en el cálculo de la Capacidad de Almacenamiento Efectiva (CAE) combinada con valores petrofísicos de las unidades seleccionadas.

En principio fueron seleccionados los intervalos con potencial como roca sello (baja permeabilidad) y los de potencial para almacenamiento (rocas porosas y permeables); una vez identificados, se calcularon valores de porosidad ( $\Phi$ ), saturación de agua (Sw),

espesores (h), temperatura (T), salinidad, litología y se realizó una estimación cualitativa de la permeabilidad. Con estos datos y la información del modelo geológico se puede proceder al cálculo de la CAE.

La CAE se establece de acuerdo al espacio poroso que puede ser ocupado por fluidos (CO<sub>2</sub>), esto se determina con los valores antes mencionados además de incluir las características de litología, estructuras y ambientes de depósito que son los elementos requeridos para la selección de un factor de eficiencia. El Factor de Eficiencia (B<sub>SE</sub>) es obtenido de la AGD (Average Global Database) que emplea modelos probabilísticos basados en las características sedimentológicas, estratigráficas y estructurales de cientos de cuencas sedimentarias alrededor del mundo, así como el factor de densidad del CO<sub>2</sub> de acuerdo con la profundidad en el subsuelo.

De acuerdo con la siguiente fórmula, la CAE se determina como:

$$CAE = VP * B_{SE}$$

Dónde:  $VP = A * h * \Phi$ ;

VP= volumen de porosidad (m<sup>3</sup>)

A= área (m<sup>2</sup>)

h= espesor (m)

$\Phi$ = porosidad efectiva del intervalo

Y B<sub>SE</sub>= Factor de Eficiencia

Las dos metodologías más aplicadas para el desarrollo de coeficientes de almacenamiento efectivo son la del Carbon Sequestration Leadership Forum (CSLF) y US Department of Energy (US DOE) que se pueden relacionar siempre que las mismas condiciones de almacenamiento se apliquen. Éstas son aplicadas a sistemas abiertos, que es el caso de la formación La Virgen donde el régimen de control está dado por los cambios de facies lo que aumenta el potencial de almacenamiento. Cuando estos

coeficientes son aplicados con sus respectivas metodologías, los recursos de almacenamiento efectivo calculados resultan muy similares, entonces se concluye que se puede hacer la siguiente equivalencia.

$$\text{Dónde } B_{SE} = E_E = C_C * (1 - S_{wirr})$$

$E_E$  = US DOE coeficiente de almacenamiento

$C_C$  = CSLF coeficiente de almacenamiento

$S_{wirr}$  = Saturación de agua irreducible

Entonces, para el cálculo de la capacidad de almacenamiento de la Formación La Virgen en el área de Sabinas se cuentan con los siguientes datos de los pozos C y E haciendo un promedio de éstos:

$$CAE = VP * B_{SE}$$

$$VP = A * h * \Phi;$$

$$A = 837\,480\,000 \text{ (m}^2\text{)}$$

$$h = 35 \text{ (m)}$$

$$\Phi = 0.085$$

$B_{SE}$  obtenido del AGD para un ambiente de depósito lagunar-evaporítico:

	$P_{10}$	$P_{50}$	$P_{90}$
$B_{SE}$	0.0412	0.0606	0.1541

Sustituyendo los valores para el cálculo del volumen de porosidad (VP) se tiene que:

$$VP = 837\,480\,000 \text{ (m}^2\text{)} * 35 \text{ (m)} * 0.085$$

$$VP = 2\,491\,503\,000 \text{ (m}^3\text{)}$$



Se procede a hacer el cálculo del VP por el B<sub>SE</sub>, el valor a considerar como efectivo es el que corresponde al P<sub>50</sub> tomándolo como un valor promedio que corresponde a la capacidad de almacenamiento efectiva en m<sup>3</sup>.

$$CAE = 2\,491\,503\,000 \text{ (m}^3\text{)} * 0.0606$$

$$CAE = 150\,985\,081.8 \text{ (m}^3\text{)}$$

FORMACIÓN	AMBIENTE DE DEPÓSITO	VP (m <sup>3</sup> )	CAE = VP * B <sub>SE</sub> (m <sup>3</sup> )		
			B <sub>SE</sub>		
La Virgen	Lagunar Evaporítico	2 491 503 000	P <sub>10</sub>	P <sub>50</sub>	P <sub>90</sub>
			0.0412	0.0606	0.1541
		V(m <sup>3</sup> ) =	102 649 923.6	150 985 081.8	383 940 612.3

Tabla 7. Cálculo de la capacidad de almacenamiento efectiva para un intervalo en metros cúbicos de la Formación La Virgen en la región de Sabinas.

Tomando en cuenta el valor de densidad del CO<sub>2</sub> (ρCO<sub>2</sub>) de 700 (kg/m<sup>3</sup>) para la CAE a la profundidad del intervalo el valor de la capacidad del almacenamiento sería en kg, de nuevo considerando como efectivo el valor de P<sub>50</sub>:

$$CAE = 150\,985\,081.8 \text{ (m}^3\text{)} * 700 \text{ (kg/m}^3\text{)}$$

$$CAE = 150\,985\,781.80 \text{ (kg)}$$

FORMACIÓN	AMBIENTE DE DEPÓSITO	$\rho_{CO_2}$ (kg/m <sup>3</sup> )	CAE = VP * B <sub>SE</sub>		
			B <sub>SE</sub>		
La Virgen	Lagunar Evaporítico	700	P <sub>10</sub>	P <sub>50</sub>	P <sub>90</sub>
			102 649 923.6	150 985 081.8	383 940 612.3
		M(kg)=	71 854 946 520.00	150 985 781.80	268 758 428 610.00

Tabla 8. Cálculo de la capacidad de almacenamiento efectiva tomando en cuenta la densidad del CO<sub>2</sub> a la profundidad del intervalo de la Formación La Virgen en la región de Sabinas.

Finalmente, para el dato de la CAE en (kg) hacemos la equivalencia en toneladas (ton) y kilotoneladas (kton). Tomando en cuenta que 1 (ton) = 1000 (kg) y 1(kton) = 1000 000 (kg), entonces:

$$CAE = 150\ 985\ 781.80 \text{ (kg)} / 1\ 000 \text{ (kg)}$$

$$CAE = 150\ 985.7818 \text{ (ton)}$$

$$CAE = 150\ 985\ 781.80 \text{ (kg)} / 1\ 000\ 000 \text{ (kg)}$$

$$CAE = 150.9857818 \text{ (kton)}$$

FORMACIÓN	AMBIENTE DE DEPÓSITO	CAE = VP * B <sub>SE</sub>
		B <sub>SE</sub>
La Virgen	Lagunar	P <sub>50</sub>
	Evaporítico	
		<b>150 985.7818 (ton)</b>
		<b>150.9857818 (kton)</b>

Tabla 9. Cálculo de la capacidad de almacenamiento efectiva para un intervalo de la Formación La Virgen en toneladas y kilotoneladas en la región de Sabinas.

De acuerdo al valor obtenido, la Formación La Virgen podría almacenar aproximadamente 151 (kton) de CO<sub>2</sub>, lo que permitiría desarrollar un proyecto de rango medio a nivel demostrativo (< 500 Kt de CO<sub>2</sub>/año) de acuerdo a la clasificación mundial que se muestra en la Figura 9, se considera una etapa a mediana escala que pretende comprobar la efectividad, seguridad y alcance de esta tecnología.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El área de la región de Sabinas, por su cercanía con una de las principales fuentes de emisión de CO<sub>2</sub> en México, puede considerarse como una buena oportunidad para el desarrollo de la tecnología de almacenamiento de CO<sub>2</sub>, sin embargo, la infraestructura con la que se cuenta es pobre por lo que se necesitaría una mayor inversión que incluya el sistema de captura además de los ductos para el transporte de CO<sub>2</sub> desde la fuente emisora hasta el sitio de confinamiento.

La región de Sabinas se localiza en el extremo oeste del área de estudio, por lo que no se observan plegamientos o estructuras importantes en el sitio, sin embargo, la extensión de las unidades, los cambios de facies y el paralelismo entre unidades forma una excelente trampa estratigráfica. Es así que la Formación La Virgen es un sistema abierto, donde el régimen de control está dado por los cambios de facies lo que aumenta el potencial de almacenamiento. La extensión de las unidades de interés no pudo ser definida por falta de información en el área, pero los datos de pozos indican que el potencial de esta región puede ser considerado posteriormente como propuesta para la escala local y de sitio.

Las características petrofísicas de los horizontes de la Formación La Virgen que podrían funcionar como rocan almacén se encuentran en el rango de profundidad de 800 a 1500 m que es importante para que el CO<sub>2</sub> se encuentre en estado supercrítico, cuentan con un valor de porosidad mayor al 5 %, el índice de saturación de agua es de entre 90 al 100 % aunque en algunos intervalos no se contaba con el dato, se pueden considerar intervalos limpios, y finalmente la salinidad del agua de formación que debe ser mayor a las 10 000 ppm para que pueda considerarse un acuífero salino y no sea apto para el consumo humano.

Una de las ventajas más notables de esta región es que dado el carácter litológico de las unidades potenciales para ser almacenadoras, se contaría con un sistema interestratificado de confinamiento generado por las intercalaciones de rocas permeables e impermeables, obligando al CO<sub>2</sub> inyectado en fase libre a desplazarse

lateralmente y tener más tiempo para que los mecanismos de entrapamiento pudieran actuar antes de que éste lograra migrar a capas superiores.

El intervalo seleccionado de la Formación La Virgen con un espesor de 35 m y una distribución de 837 480 000 m<sup>2</sup>, permitió estimar una capacidad de almacenamiento efectivo de 151 kilo toneladas de CO<sub>2</sub>, mostrando el potencial de la región de Sabinas para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub>.

Para corroborar la efectividad del horizonte con potencial de la Formación La Virgen, debe realizarse la correlación y evaluarse la continuidad de éste, ya que se presentan importantes y abruptos cambios de facies que no pudieron definirse con la información disponible en esta escala.

Hoy en día, México está en el desarrollo de una estrategia para la implementación a corto plazo de la tecnología de CCS y un marco regulatorio, para mitigar los efectos de actividades de origen antropogénico, con las cuales está comprometido en reducir un 30 % sus emisiones de GEI para el año 2020.

Se recomienda que conforme vaya avanzando la estrategia para el desarrollo de la tecnología de CCUS en México, se vaya adquiriendo más y mejor información como sísmica 3D, perforación de pozos, registros geofísicos de pozo y geología superficial detallada para ubicar localidades y definir los límites de los horizontes almacén, cambios de facies y rocas sello de los sitios con potencial para poder así tener una caracterización más detallada.

Finalmente, el presente trabajo queda a consideración para posteriores etapas pudiendo ser enriquecido y mejorado en la medida en que se obtengan nuevos datos.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alfonso, Z. J., 1978. "Geología regional del sistema sedimentario Cupido". Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 30, p. 1-55.

Bachu Stefan, 2003. "Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO<sub>2</sub> in geological media in response to climate change". Environmental Geology, 44: pp.277-89.

Bachu Stefan, Bonijoly Didier, Bradshaw John, Burruss Robert, Holloway Sam, Christensen Niels Peter, Mathiassen Odd Magne, 2007. "CO<sub>2</sub> storage capacity estimation: Methodology and gaps". Greenhouse Gas Control, pp. 430-443.

Bachu Stefan, 2008. "CO<sub>2</sub> storage in geological media: Role, means, status and barriers to deployment". Progress in Energy and Combustion Science 34, pp. 254-273.

Charleston, S., 1973, "Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila Series, Coahuila, Mexico". Ph.D. dissertation, University of Michigan, Ann Arbor, pp. 1-268.

Comisión Federal de Electricidad, 2014. "Evaluación regional de la Provincia de Coahuila para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> en acuíferos salinos profundos". Elaborado por Mota Nieto Jazmín, Reynoso Martínez María del Carmen, Carbajal Martínez Rocío, pp. 1-82.

Comisión Nacional del Agua (CNA), 2002. "Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Cuatrociénegas-Ocampo, estado de Coahuila". Informe interno, pp.1-24.

CO2CRC, 2008. "Storage Capacity Estimation, Site Selection and Characterisation for CO<sub>2</sub> Storage Projects". CO2CRC Report No: RPT08-1001, pp. 1-60.

Dávila Serrano Moisés, 2011. "Viabilidad Técnica y Ambiental para el Almacenamiento Geológico de CO<sub>2</sub> en México". IPN, pp.7-187.

Eguiluz de Antuñano Samuel, 1984. "Tectónica cenozoica del norte de México". Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 34, p. 41-62.

Eguiluz de Antuñano Samuel y G. M. Aranda, 1984. "Economic oil possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the southern margin of the Coahuila Island". Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation, Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems field trip, p. 43-51.

Eguiluz de Antuñano Samuel, 1994. "La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León". Sociedad Geológica Mexicana Boletín, v. 50, pp. 3-39.

Eguiluz de Antuñano Samuel, 2000. "Origen y evolución de una cuenca Triásico- Jurásica en el centro de México". Universidad Nacional Autónoma de México, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Publicaciones ocasionales no. 2, Cuarta reunión sobre la Geología del Noroeste de México y áreas adyacentes, Resúmenes, pp. 1-27.

Eguiluz de Antuñano Samuel, Aranda-García, M., Marret, R., 2000. "Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, pp. 1-26.

Eguiluz de Antuñano Samuel, 2001. "Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern México" in C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 241-270.

Eguiluz de Antuñano Samuel, 2007. "Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los estudios de plays en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México". Revista Geociencia. SGM. Año 1/ Número 1, pp. 9-36.

Foro de Davos, 2010. "Participación de México en el Foro de Davos, Suiza".

Galindo Ixpango Felix Alberto, 2010. "Evaluación petrolera y métodos de explotación de la Cuenca de Sabinas, Coahuila". Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, pp. 1-265.

Global CCS Institute, 2011. "The Global Status of CCS 2011". Global CCS Institute, pp. 1-156.

Google Earth, 2015.

Goldhammer, R. K., P. J. Lehmann, R. G. Todd, J. L. Wilson, W. C. Ward, and C. R. Johnson, 1991. "Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of Sierra Madre Oriental, northeast Mexico". Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Field Guide, pp.1-85.

González, G. R., y N. Holguin Q., 1992. "Las rocas generadoras de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros". Volumen 42, pp. 9-23.

Herzog Howard, 2009. "Carbon Dioxide Capture and Storage". Helm Hepburn, vol. 12 no. 8, pp. 265-283.

IEA Greenhouse gas R&D Programme, 2009. Development of Storage Coefficients for Carbon Dioxide Storage in Deep Saline Formations. Technical Study, Report No. 2009/13, pp. 52.

INE, 2006. Tercera Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. Instituto Nacional de Ecología y Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, México.

International Energy Agency, 2010. "Energy Technology Perspectives"

International Energy Agency, 2015. <http://www.iea.org/>

IPCC, 2005. "La captación y el almacenamiento de dióxido de carbono", Informe especial del IPCC: Resumen técnico, pp. 18-56.

Jiménez Oscar, Dávila Moisés, Arévalo Vicente, Medina Erick, Castro Reyna, 2011. "Geological Carbon Dioxide Storage in Mexico: a first approximation". Imran Ahmad Dar and Mithas Ahmad Dar (Editors): Earth and Environmental Sciences, InTech, pp.25-54.

McKee, W. J., W. N. Jones, and L. E. Long, 1990. "Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos Fault, Central Coahuila, Mexico". Geological Society of America Bulletin. Volumen 102, pp. 593-614.

Mota Nieto Jazmín, 2013. "Evaluación de la capacidad de almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> en la región de San Fernando, Tamaulipas". Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, pp. 1-70.

Murillo-Muñeton, G., 1999. "Stratigraphic architecture, platform evolution, and mud-mound development in the Lower Cupido Formation (Lower Cretaceous), northeastern Mexico". Ph.D. dissertation, Texas A&M University, College Station, pp.1-53.

Pemex-IMP, 2000. "Atlas de cuencas petroleras de México". Reporte interno, Pemex Exploración y Producción.

Pemex, 2013. "Provincia Petrolera Sabinas-Burro-Picachos". Pemex Exploración y Producción Subdirección de Exploración, pp. 1-31.

Pindell, J., L. Kennan, J. Rosenfeld, J. Granath, Miranda-Canseco, E., Patiño-Ruiz, J., Alvarado-Céspedes, A., Marino-Castañón, A., Hernández-Bravo, J., Espinosa-Nava, M., Ramírez-Espinosa, A., Maldonado-Leal, M., Marín-Toledo, A., Alor-Ortiz, I., Darío-Gómez, R., Vera-Morán, A., Reyes-bache, G., Hernández-Mejía, J., Álzaga-Ruiz, H., Méndez-Vázquez, J., Jacobo-Albarrán, J. y Hernández-Ávila, L., 2002. "Análisis paleogeográfico Mesozoico-Cenozoico y dinámica de cuencas en el Golfo de México profundo y márgenes: La relación entre evolución tectonosedimentaria y sistemas petroleros: PEP-Tectonic Analysis". Informe Interno, Pemex Exploración y Producción, pp.1-328.



Pola-S., A. O., Chávez-C., J. L., Cruz-M., B. F. C., Franco-S., V. M., Rocha-N., A. M., Cruz-M., D.E., 2007. "Proyecto Regional Sabinas, Estudio de los plays J. La Casita, K. Padilla, K. La Virgen, K. La Peña y K. Glen Rose". Reporte Interno, Pemex Exploración y Producción, AIB, pp. 1-91.

SENER, 2014. "Mapa de Ruta Tecnológica de CCUS en México", pp.1-31.

SENER-CFE, 2012. "Atlas de Almacenamiento Geológico de CO<sub>2</sub> México", pp.1-37.

SGM, 2004. "Aurora, Caliza. Albiano Inferior -Superior". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

SGM, 2005. "San Marcos, Formación (Grupo Durango) .Berriasiano – Aptiano Inferior?". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-3.

SGM, 2006. "Eagle Ford, Formación. Cenomaniano-Turoniano". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-5.

SGM, 2006. "Escondido, Formación (Grupo Navarro). Maastrichtiano". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

SGM, 2006. "Indidura, Formación. Cretácico (Albiano medio–Coniaciano)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-6.

SGM, 2006. "Kiamichi Formación (Grupo Fredericksburg). Albiano Medio-Superior". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-3.

SGM, 2006. "La Mula, Formación. Cretácico Inferior: Hauteriviano-Barremiano". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

SGM, 2006. "Olmos, Formación (Grupo Navarro). Maastrichtiano". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

SGM, 2006. "Upson, Formación (Grupo Taylor). Campaniano". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-3.

SGM, 2008. "La Peña, Formación. Cretácico Temprano (Aptiano)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-3.

SGM, 2009. "La Virgen, formación. Cretácico Temprano (Hauteriviano-Barremiano)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-5.

SGM, 2009. "Buda, Caliza. Cretácico Tardío (Cenomaniano p.p.)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

SGM, 2010. "Washita, Grupo (Georgetown, Lutita Del Río, Caliza Buda, Caliza Santa Elena). Cretácico Temprano-Cretácico Tardío". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-3.

SGM, 2010. "Georgetown, Formación (Grupo Washita). Cretácico Temprano (Albiano)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

SGM, 2011. "Barril Viejo, Formación. Cretácico Temprano-Hauteriviano". Léxico estratigráfico de México", pp. 1-3.

SGM, 2011. "Cupido, Formación. Cretácico Temprano (Hauteriviano-Aptiano)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-6.

SGM, 2011. "Menchaca, Formación. Cretácico Temprano (Berriasiano-Valanginian)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-3.

SGM, 2012. "Caliza, Padilla. Cretácico Temprano (Hauteriviano)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-3.

SGM, 2013. "Caliza Zuloaga. Jurásico tardío- Oxfordiano". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

SGM, 2014. "Formación San Miguel. Cretácico tardío (Campaniano- Maastrichtiano)". Léxico estratigráfico de México, pp. 1-4.

Stanley Steven, 2005. "Earth system History". Ed. W. H. Freeman and Co., New York, 2<sup>nd</sup> edition.

Wilson, J.L., 1990. "Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: A review, en Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., Read, J.F. (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution". International Association Sedimentologists, Special Publication, 9, 235-255.