AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

FACULTE DES SCIENCES & TECHNIQUES UMR 7566

U.F.R. STMP (Sciences & Techniques de la Matière et des Procédés)
Ecole Doctorale RP^{2}E (Ressources, Produits, Procédés, Environnement)

Thèse

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy-I

en Géosciences

par **Luis Fernando CAMACHO ORTEGON**

Origine-Evolution-Migration et Stockage, des hydrocarbures dans le bassin de Sabinas, NE Mexique: étude intégré de pétrographie, géochimie, géophysique et modélisation numérique 1D-2D et 3D.

Soutenance publique le 12 Novembre 2009

Membres du jury :

Rapporteurs	M. Manuel LEMOS DE SOUSA	Professeur, Universidade Fernando Pessoa, Porto Portugal.
	M. Eduardo GONZALEZ PARTIDA	Professeur, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla Queretaro, Mexique.
Directeur de thèse	M. Luis MARTINEZ	Professeur, U.H.P., Nancy I
	M. Jacques PIRONON	Directeur de Recherche CNRS, U.H.P., Nancy I
	M. Noé PIEDAD SANCHEZ	Professeur, ESI-UAdeC., Mexique.
Examinateurs	M. Rafael ALEXANDRI RIONDA	Directeur du Service Géologique Mexicaine Pachuca Hidalgo, Mexique.
	M. Giovanni RADILLA	Maître de Conférences, Arts et Métiers., Paris Tech.
	M. Jaime BARCELO DUARTE	PEMEX - Exploration et Production Direction des Technologies d'Exploration Villahermosa, Tabasco, Mexique.

Antes y después

Un joven adolescente de tan solo 13 años, estudiaba por la mañana y salía a trabajar por las tardes con su padre, al que admiraba y respetaba. Ese viejo le enseño a ese joven lo difícil que era la vida, y lo duro que será para aquellos que en el futuro, no tengan una preparación profesional, que sirva de cimiento para triunfar en la vida. También le enseño el coraje que se debe tener para salir adelante solo. Que los inteligentes, audaces, honrados y justos tienen siempre más oportunidades que los demás de vivir una vida digna en este mundo tan complicado.

Ese viejo sabia que su hijo, debía aprender desde joven a defenderse solo, y le enseño toda su sabiduría, y el joven adolescente aprendió. Aprendió que la vida no es un cuento de hadas, que hay que saber hacerle frente a las adversidades, aprendió a encontrar soluciones inteligentes aun en la tormenta mas oscura, que nos ayuden a sobrevivir, aprendió que hay que sufrir para merecer, que la felicidad no existe por si sola, que solo lo que se consigue con esfuerzo perdura por siempre, y sobre todo que lo único y mas importante en esta vida, por lo que se debe luchar por sobre todas las cosas hasta la muerte, es *La Familia*. El joven adolescente, creció y un día fue lo suficientemente maduro, para decirle al viejo, "*ya puedo solo, ya soy un hombre"*. El viejo orgulloso, dijo solamente "*Mi tarea ha terminado hijo, ya puedo morir tranquilo*", el joven de esta historia soy yo, y el viejo es mi padre que tanto admiro, su sabiduría junto al cariño y dedicación de una madre que siempre estuvo a mi lado, hicieron de mi un hombre.

El ejemplo de mis padres, no tiene precio, lo que ellos me enseñaron, me ayudo a ser lo que soy ahora, un hombre feliz con una familia que ha luchado siempre por alcanzar sus sueños, y que gracias a esa lucha hasta ahora siempre lo he logrado. Mi esposa Claudia y mis hijos Luis Fernando y Alejandra, me han dado la fortaleza para soportar cualquier cosa, y me han dado el amor y el cariño necesarios, para seguir adelante siempre, apoyándome en todos mis proyectos, en donde siempre hemos sido cómplices. Ellos son mi razón de ser y por ellos seguiré adelante siempre, sin importar que tan complicados sean los retos.

Después de todo, estos 4 años viviendo y estudiando en Francia, me enseñaron el camino para continuar superándome día a día, y para lograrlo trabajaré en equipo con los cuerpos académicos que así lo requieran, donde las oportunidades de realizar investigaciones, estén basadas siempre en el respeto a la ciencia, sin fines de lucro y con la firme convicción de trabajar para ayudar a que México sea mejor cada día, en todos los sentidos.

Gracias a esta oportunidad, la UAdeC podrá contar en breve con un nuevo docente, un docente con nuevas habilidades, un docente investigador que podrá participar en la preparación de calidad de los futuros valores, que habrán de egresar de la ESI-UAdeC, así como el de participar en la consolidación de nuestra escuela como una escuela de alta calidad y con un futuro prospero, que brinde certidumbre a sus egresados y en el futuro pueda ofrecer los tan anhelados, postgrados para el área de minerales y energéticos.

Ahora puedo decir, que mi decisión de emprender este reto, fue la correcta. La meta esta cerca y pronto llegare a ella.

La cooperación científica, producto de esta tesis, entre la UAdeC y la UHP, ha dejado una huella imborrable, en la vida académica de la ESI-UAdeC, dado que esta tesis, será la primera que se realiza, cooperación entre ambas, así mismo por primera vez, un estudiante de la ESI-UAdeC, culminara estudios de posgrado en doctorado. Siempre será recordada esta tesis de doctorado, como la primera en la ESI-UAdeC. Así como también servirá de mensaje, para que las nuevas generaciones, opten por la carrera científica, y en breve poder iniciar la preparación de personal de nuestra institución, y posteriormente consolidar nuestro cuerpo académico.

La tarea académica no termina nunca, ya que siempre que existan estudiantes, habrá un profesor dispuesto a entregar sus conocimientos, a cambio de la permanencia de la ciencia, como pilar del progreso de las naciones.

Agradecimientos

Agradezco primeramente a mi director de Tesis, por confiar en mi, y por la gran oportunidad que me brindaste al aceptarme como tu tesista, por haber tenido siempre un momento, donde poder discutir los temas necesarios para un desarrollo oportuno y eficiente, *Luis muchas gracias*, sin tu ayuda no hubiera sido posible este trabajo, eres una persona que aprecio y estimo, y espero que esta amistad nunca termine, y siempre que podamos coincidir tengamos un espacio para seguir refrendando esta amistad y poder así cooperar en las tareas que el destino nos invite a compartir en el ámbito de la ciencia. Agradezco igualmente a mis codirectores al Dr. Noé Piedad Sánchez, gracias por participar en este proyecto, fuiste de gran ayuda, así mismo agradezco a Jacques Pironon, por esos pequeños instantes que me dedicaste, para mostrarme algunas técnicas sobre el estudio de inclusiones fluidas.

Igualmente quiero agradecer, al Pr. Manuel Lemos de Sousa y al Pr. Eduardo González Partida, por haber aceptado hacer el reporte de esta memoria, así mismo agradezco al Dr. Rafael Alexandri Rionda, al Dr. Jaime Barceló Duarte y al Dr. Giovanni Radilla, por haber aceptado participar en mi jurado de tesis.

Mis estudios fueron financiados con recursos provenientes del erario Nacional Mexicano y de proyectos de investigación con empresas mexicanas, por este echo mi reconocimiento y agradecimiento, a los dos organismos que otorgaron la beca para mis estudios de postgrado; a la Universidad Autónoma de Coahuila y a la Secretaria de Educación Publica de México (SEP) a través de su programa PROMEP (Programa para el mejoramiento del profesorado), mil gracias por la beca que me dio la oportunidad de hacer esta tesis. Un gran reconocimiento a mis amigos y compañeros de la UAdeC, el Ing. Jesús Ochoa Galindo, al Lic. Mario Alberto Ochoa Rivera, a la Lic. Flavia Jaimeson Ayala, a la Lic. Mireya Ramos Arizpe, al Dr. Edgar Braham Priego, y al Lic. Francisco Rico Pérez, gracias por su apoyo.

Un agradecimiento y reconocimiento, a la compañía PEMEX y a la compañía Monclova Pirineos Gas S. de R. L. de C. V. (MPG), por haber proveído las muestras

de roca y las bases de datos del área de estudio, así como por permitir su uso y aplicación en esta investigación, así mismo mi agradecimiento al Ing. Julián Salazar, Ing. Luis Velazquez, Ing. Jonathan González, y al Ing. Alberto Rial. Agradezco profundamente a las empresas IES GmbH Schlumberger® - por la licencia PetroMod® V10, así como al consorcio gOcad® Paradigma®, por la licencia académica proporcionada, tanto en la UAdeC como en la UHP. Al personal del Instituto Nacional del Carbón, (INCAR-CSIC), en Oviedo, España, y muy en especial a la Dra. Isabel Suárez Ruiz, al Ing. José Ramón Montes Sánchez, y a la Dra. María Ángeles Gómez Borrego, por haberme permitido, hacer la caracterización del %Ro de las muestras sujeto de mi tesis. Ha Ustedes muchísimas gracias.

Del G2R-UHP, agradezco muy en especial a Thérèse Lhomme por permitirme hacer la caracterización RAMAN de las inclusiones fluidas, gracias Thérèse, a Michel Cathelineau, por haberme permitido estudiar en el laboratorio G2R, Cedric Demeurie gracias por mostrarme como funciona la preparación de muestras, a Olinda Gimello por estar siempre disponible cuando tuve alguna actividad dentro de su laboratorio de geoquímica orgánica, a Judith Sausse le digo que nunca olvidare sus cursos de gOcad, a mi vecino de la oficina de al lado, Bernard Lathuiliere le agradezco sus *buenos días*. A Usted Dr. Alain Izart gracias por sus buenos deseos, también le agradezco sus comentarios sobre la calibración de la erosión en 2D en Petromod, que *uff* llegaron en buen momento, a Danièle Bartier no me resta mas que agradecerte el que hallas podido comprar esa súper computadora de la discordia. A Marie-Odile Campadieu le agradezco mucho su tiempo, por los tramites administrativos tan eficientes. A mis amigos dentro del laboratorio, German Montes y José Carlos Gallardo, tu gozala paisa, Ambroise Kiprop, siempre recordare tu buen humor y tus buenos deseos, Shaahin Zaman, gracias por considerarme tu amigo, y a Askar Munara espero que sigamos en contacto, aunque hice pocos amigos solo escogí a los mas sinceros para mi. Al Pr. Eduardo González Partida, del Campus UNAM Juriquilla, en Juriquilla Querétaro, México. Un agradecimiento, por haberme proporcionado las inclusiones fluidas con aceite, las cuales sirvieron enormemente en este trabajo, así mismo agradezco a Martha Zamorano, que durante su estancia de investigación de Master 2, en el marco del programa europeo ERASMUS, caracterizo estas inclusiones, bajo la Dirección del Pr. Luis Martínez y con mi participación como co-Director.

Dedicatoria

A mi Universo, mi sol y mi luna:

Claudia, Luis Fernando y Alejandra….
Que siempre estuvieron ahí apoyándome y animándome a seguir adelante
Gracias hermosos los amo!!!!!

A mis padres:

Sra. Blanca Estela Ortegón de Camacho y Sr. Manuel Camacho Cuevas
Por haberme formado para salir adelante

A mis hermanos:

Manuel, Verónica y Daniel....

A mi Abuela:

María del Refugio Flores Vda. de Ortegón....

A mis suegros:

Sra. Margarita Aguirre de Guerra y Sr. Oscar Guerra Guerrero....

En Paz

Muy cerca de mi ocaso, yo te bendigo, Vida,
porque nunca me diste ni esperanza fallida,
ni trabajos injustos, ni pena inmerecida;

Porque veo al final de mi rudo camino
que yo fui el arquitecto de mi propio destino;
que si extraje las mieles o la hiel de las cosas,
fue porque en ellas puse hiel o mieles sabrosas:
cuando planté rosales coseché siempre rosas.

...Cierto, a mis lozanías va a seguir el invierno:
¡mas tú no me dijiste que mayo fuese eterno!

Hallé sin duda largas las noches de mis penas;
mas no me prometiste tan sólo noches buenas;
y en cambio tuve algunas santamente serenas...

Amé, fui amado, el sol acarició mi faz.
¡Vida, nada me debes! ¡Vida, estamos en paz!

Amado Nervo (1870-1919)

Índice

Antes y después i
Agradecimientos iii
Dedicatoria v
Índice vii
Resumen (ESPAÑOL [Es]; INGLES [Eng]; FRANCES [Fr]) 1
Introducción general 4
Introduction général [Fr] 21

Primera Parte: Generalidades

Capitulo 1. Geología de la Cuenca de Sabinas, Noreste de México.

1.1. La Cuenca de Sabinas 38
1.2. Historia geológica 40
1.3. Cuencas Aledañas 41
1.4. Estratigrafía del Mesozoico 43
1.5. La tectónica del norte de México 56
1.6. Fallas San Marcos y La Babia 63
1.7. Deformación y magmatismo Cenozoicos del norte de México 64
1.8. Volcanismo alcalino intraplaca en la Cuenca de Sabinas 65
1.9. Los Hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas 68
1.9.1. Las Rocas Madres 69
1.9.2. Las Rocas reservorio y sellos 69

Capitulo 2. La materia orgánica sedimentaria

2.1. Origen de la materia orgánica sedimentaria 74
2.1.1. Composición y naturaleza del kerogeno 74
2.1.2. Clasificación de los kerogenos 75
2.1.3. Diagrama de Van Krevelen 76
2.2. Evolución de la materia orgánica 77

2.2.1. La Diagénesis 77
2.2.2. La Catagénesis 78
2.2.3. La Metagénesis 78
2.3. Migración del petróleo 79
2.3.1. Evolución del petróleo en el sistema petrolero 80
2.3.2. Cracking térmico del aceite 80

Capitulo 3. Técnicas y procedimientos analíticos

3.1. Procedimiento analítico general 82
3.1.1. Petrografía.....82
3.1.1.1. La preparación de muestras 83
3.1.1.2. Los análisis petrográficos 84
3.1.2. Petrografía y análisis de la diagénesis mineral 85
3.1.3. Petrografía de inclusiones fluidas 86
3.2. Técnicas Analíticas 88
3.2.1. Estudios petrográficos 88
3.2.1.1. La reflectancia de la vitrinita 88
3.2.1.2. Microscopia de fluorescencia de la materia orgánica.....90
3.2.1.3. Microscopia de fluorescencia de inclusiones fluidas 91
3.2.1.4. Microtermometría 92
3.2.1.5. Microespectroscopia Raman 93
3.2.1.6. Microscopia electrónica de barrido 94
3.2.1.7. Pirolisis Rock-Eval® 6 95
3.2.1.8. La difracción de rayos X 99
3.2.1.9. Isótopos $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ en la roca.....100
3.2.2. Isótopos, del gas 101
3.2.2.1. Isótopos, $\delta^{13}C$ gas 101
3.2.3. Modelado.....103
3.2.3.1. Modelado AIT 105
3.2.3.2. Modelado del IH y TOC inicial 106
3.2.3.3. Paleobatimetría.....108
3.2.3.4. Modelado geoquímico 1D 109
3.2.3.5. Modelado geoquímico 2D 110
3.2.3.6. Modelado geométrico 3D - gOcad® V 2.1.4 111
3.2.3.7. Modelado AutoCAD® Civil 3-D student V 2009, *Bases de datos XYZ* ..111

3.2.3.8. Modelado 3D - Surfer® V8.....112
3.2.3.8.1. Volumen de rocas.....113
3.2.3.8.2. Mapas de isovalores.....113
3.3 Protocolo Analítico.....114

Capitulo 4. Localización, descripción, muestreo y registros petrofísicos de los pozos estudiados

4.1. Pozos de la Cuenca de Sabinas.....116
4.2. Ubicación de pozos estudiados del bloque Pirineo.....117
4.3. Descripción general de los pozos estudiados del bloque Pirineo (Estado Mecánico).....118
4.4. Muestreo.....119
4.4.1. Muestras de núcleos.....119
4.4.2. Muestras de cuttings.....126
4.4.3. Muestras de gas.....127
4.5. Registros petrofísicos de pozos.....127
4.6. Organización de datos de pozo, aplicados al modelado 1D y 2D.....128

Segunda Parte: Resultados

Capitulo 5. Rocas Madres y potencial petrolero inicial

5.1. El origen de la materia orgánica y los ambientes de deposito.....132
5.1.1. Formación La Casita.....136
5.1.2. Formación La Peña.....137
5.1.3. Formación Eagle-Ford.....138
5.1.4. Formación Olmos.....139
5.2. Paleobatometría, transgresiones y regresiones.....139
5.3. Reconstrucción del TOC e IH inicial.....143
5.3.1 TOC° e IH° Formación La Casita.....146
5.3.2 TOC° e IH° Formación La Peña.....147
5.3.3 TOC° e IH° Formación Eagle-Ford.....149

Capitulo 6. Formación y migración del aceite y los gases

6.1. La formación y la evolución térmica del aceite 152
6.2. La formación de los gases.....158
6.3. Las interacciones agua-roca-materia orgánica 161
6.4. La migración del aceite y los gases 162

Capitulo 7. Modelado numérico 1D, 2D, 3D de la acumulación y de la migración de los fluidos

7.1. El modelado geoquímico 1D 165
7.1.1. La erosión 169
7.1.2. La cinética de transformación térmica del kerogeno 171
7.1.3. Sistema Petrolero 172
7.1.4. Calibración térmica 173
7.1.5. Calibración geoquímica y condiciones PTX de inclusiones fluidas ...175
7.1.6. La formación de los hidrocarburos.....179
7.2. El modelado 2D.....182
7.2.1. Modelado geoquímico.....182
7.2.2.1. El kerogeno 184
7.2.2.2. La Cinética 185
7.2.2.3. La Calibración geoquímica 2D y condiciones PTX de inclusiones fluidas.....186
7.2.2.4. Rocas madres, almacenes y sellos.....189
7.3. El Modelado 3D 190
7.3.1. El modelo gOcad® V 2.1.4 190
7.3.2. El modelo Surfer® V8.....190
7.4. Resultados y discusiones 191
7.4.1. Evolución térmica de la materia orgánica 192
7.4.2. Historia de la migración y acumulación de HC 196
7.4.3. Nuevas oportunidades petroleras.....203
7.4.3.1. Observaciones del modelo 1D.....206
7.4.3.2. Observaciones del modelo 2D y 3D 208

Tercera Parte: Síntesis

Capitulo 8. Origen y distribución de las interacciones agua-roca-hidrocarburos de tipo BSR-TSR en el bloque Pirineo de la Cuenca de Sabinas, NE de México

8.1. Distribución de la porosidad y de su saturación en agua 214
8.2. Evolución del Sistema Petrolero con la TSR 223
8.2.1. Distribución de los sellos 226
8.2.2. Formación de trampas 227
8.2.3. Funcionamiento de los almacenes 228
8.2.4. Estudio de los Isótopos del Carbono y el Oxígeno. 230
8.2.4.1. Isótopos de la roca 231
8.2.4.2. Isótopos de los hidrocarburos 232
8.2.4.3. Isótopos del CO_2 233

Capitulo 9. Conclusiones genérales y Perspectivas

9.1. Origen del kerogeno 238
9.2. Diagenesis BSR 238
9.3. Preservación de la MO y potencial petrolero inicial 239
9.4. Maduración térmica de la MO 239
9.5. Formación del gas 240
9.6. Migración secundaria y dismigracion 241
9.7. Termicidad, erosión y modelado 1D 242
9.8. Calibración en presión y modelado 2D 242
9.9. Modelado 3D 243
9.10. Interacción agua-roca-gases 244
9.11. Evolución de la porosidad y la TSR durante la formación y la migración de los hidrocarburos 246

Chapitre 9. Conclusions générales et perspectives [Fr]

9.1. Origine du kérogène 252
9.2. Diagénèses BSR 252

9.3. Préservation de la matière organique et du potentiel pétrolier initial.....253
9.4. Maturation thermique de la MO.....253
9.5. Formation du gaz.....254
9.6. Migration secondaire.....255
9.7. Thermicité, érosion et modelé 1D.....256
9.8. Calibrage en pression et Modelé 2D.....256
9.9. Modelé 3D.....257
9.10. Les interactions eau-roche-gaz.....258
9.11. Évolution de la porosité et de la TSR, pendant la formation et la migration des hydrocarbures.....260

Referencias bibliograficas.....265
Índice de Figuras.....283
Índice de Tablas.....291
Anexos.....293
Publicaciones y Comunicaciones.....336

Resumen

El objetivo principal de este trabajo, fue el estudiar los fenómenos que influyen, sobre la variación con el tiempo de la composición de gases (CH_4-CO_2-H_2S), durante la explotación industrial del gas, en el campo Florida-Minero, del Bloque Pirineo de la Cuenca de Sabinas en México.

Entre el Jurasico Tardío y el Cretácico, la Cuenca de Sabinas en el Noreste de México, fue un importante depósito de sedimentos, formados principalmente por rocas siliclasticas carbonatadas, ricos en materia orgánica de origen marino y continental (predominante). Esta cuenca es actualmente un importante productor de gas metano en la región, y las rocas madres mas importantes, muestran una sobre madurez, producto de un sepultamiento profundo que alcanzo hasta los 8 km. Variaciones de flujo de calor importantes durante el enterramiento fueron la razón principal por lo que la cuenca produce solamente gas seco. Los efectos diagenéticos influyen en el funcionamiento del sistema petrolero y son atribuidos en gran parte al *up-lift* de la Orogenia Laramide (49 – 24 Ma). Estos efectos en relación con la circulación de fluidos son productos de reacciones de tipo TSR, los cuales son estudiados en detalle en este trabajo.

Con el fin de comprender mejor, la evolución geoquímica de la formación, migración y almacenado del gas, y de evaluar la historia diagenética específicamente del bloque Pirineo, este trabajo se desarrollo, utilizando un modelado geoquímico (1D, 2D), y geométrico 3D. Para calibrar los modelos en temperatura y presión se utilizaron en conjunto datos geoquímicos y geofísicos.

Los técnicas geoquímicas y de observación para realizar esta investigación fueron las microscopias; óptica, electrónica de barrido y rayos X, así como el análisis Rock-Eval 6, δC^{13} gas, δC^{13} y δO^{18} sobre las rocas. Los resultados de estos análisis en conjunto con las observaciones y estimaciones de la termometría y espectrometría Raman, aplicado a inclusiones fluidas, permitieron definir mejor las etapas de migración de hidrocarburos y la cronología de la carga de los almacenes.

Los modelos geoquímicos fueron calibrados utilizando en una primera etapa, el %Ro y el BHT, y en una segunda etapa la presión/temperatura de las inclusiones fluidas, que representan las condiciones termodinámicas de los fluidos en el momento de la migración. Así en función de los resultados obtenidos, podemos definir dos hipótesis;

- una sobre el cracking primario del kerogeno sin migración de petróleo antes del uplift, y
- un cracking secundario con migración de gas durante y después del uplift, esto para la roca madre más importante La Casita.

Este fenómeno de *up-lift* provoco una erosión calculada, entre 1.2 y 2.2 Km. A esta época, el sistema de fallas permaneció funcionando como ruta de migración de aceite, y estos se almacenaron en los reservorios superiores, que posteriormente por efectos de la erosión desaparecieron.

La utilización de un modelo geoquímico en 2D, fue determinante para inferir en la velocidad de sedimentación y así conocer teóricamente el TOC inicial preservado. La aplicación de una cinética mixta para producir CH_4 y CO_2, fue posible al aplicar dos cinéticas que coinciden con el comportamiento de la materia orgánica en la cuenca (TIII, Pepper y Corvi, 1995; CO_2, IES, 1993). Esto permitió, poder estimar el potencial petrolero inicial de las rocas madres y la evolución del sistema petrolero, en particular para la historia de formación y acumulación del aceite.

Después del Cretácico Medio, el aceite entrampado en la Formación La Casita comenzó su transformación en gas. La fracturación producto del *up-lift* permitió un dégazage de CO_2 de origen magmático y este en conjunto con el CH_4 acumulado migro con una circulación de agua. Los almacenes de estos gases se encuentran en trampas anticlinales, explotados actualmente. Cabe señalar que la existencia de aceite en inclusiones fluidas en afloramientos minerales de fluorita en las cercanías a las fallas La Babia y San Marcos, se interpreta de acuerdo a los resultados del modelo como aceite migrado durante el *up-lift,* durante el cracking primario de otra roca madre, como la Formación La Peña.

La interpretación de secciones sísmicas 2D, se utilizo en la construcción de modelos geoquímicos 1D - 2D y geométrico 3D. Los resultados de estos modelos son confirmados y comparados con los datos de producción. Estos recursos permitieron establecer una historia coherente de la diagénesis para el bloque Pirineo. De acuerdo a los modelos, existen reservorios de gas no reportados en los informes, esta afirmación esta sostenida, por los estudios petrográficos y geoquímicos de 27 muestras de núcleos para 4 pozos exploratorios, así como 162 muestras de esquirlas de 15 pozos. Este trabajo muestra la combinación de los recursos petrográficos, geoquímicos y geofísicos, para realizar la construcción de un modelo integral de cuenca (1D-2D y 3D), permitiendo proponer una reconstrucción regional del sistema petrolero. En este estudio se observo la existencia de fenómenos de sulfato reducción, que provocan la transformación de las rocas almacén en sellos y viceversa, así como la producción de CO_2 y H_2S, en función de las interacciones agua-roca.

Palabras clave: *Noreste de México, Cuenca de Sabinas, Bloque Pirineo, materia orgánica, génesis, flujo de calor, interacción agua roca, Orogenia laramide, geoquímica, geofísica, modelado 1D, 2D y 3D.*

Abstract

History the origin, evolution, migration and stock of hydrocarbons in the Sabinas Basin, (NE Mexico): Implication in the integration to petrography, geochemical and geophysics studies in the numeric models 1D, 2D and 3D.

The main objective of this work was to study phenomena that influence the time variation of the composition of gases (CH_4-CO_2-H_2S) during the industrial operation of the gas in the Florida-Minero field of the Pirineo Block, in Sabinas basin in the northeast of Mexico. Among the Latter Jurassic and Latter Cretaceous, the Sabinas basin in the northeastern of Mexico, was an important deposit of sediments formed by mainly mixed siliciclastic and carbonate sediments, rich in organic matter of marine and continental origin (predominant). This basin is now a major producer of methane gas in the region and the most important source rocks show the high maturity on the product of a deep burial reaching up to 8 km. Variations of major heat flow during the burial process were the main reason for why just basin produces only dry gas. The diagenetic effects influence in the operation of oil system and are attributed largely to the up-lift of the Laramide Orogeny (49 - 24 ma). These effects in relation to the circulation of fluids are reaction products of TSR, which are studied in detail in this work.

To understand better the geochemical evolution of the formation, migration and storage of gas, and to assess the diagenetic history specifically of the Pirineo block, this work was developed using a geochemical modeling (petroleum system 1D, 2D) and geometric 3D. To calibrate the temperature and pressure were used in geochemical and geophysical data set. The geochemical techniques and observation for this investigation were the microscopes; SEM, DRX, and other techniques; Rock-Eval 6, δC^{13} gas, δC^{13} and δO^{18} on rocks. The results of these tests in conjunction with the observations and estimates of thermometry and Raman spectroscopy, applied to fluid inclusions, allowed defining better the stages of hydrocarbon migration and the chronology of the load of the reservoir rocks. The geochemical models were calibrated using as a first step, the% Ro and the BHT, and a second stage the pressure / temperature of the fluid inclusions, which represents the thermodynamic conditions of the fluids at the time of the migration. So based on the obtained results, we can define two hypotheses;

- One on the primary cracking of the kerogen without petroleum migration before the uplift, and
- A secondary cracking with gas migration during and after the uplift, this for the most important source rock La Casita.

This phenomenon of up-lift bring a calculated erosion, between 1.2 and 2.2 km. To this time, the system of faults remained working like route of oil migration, and these were stored in the upper reservoir, which subsequently effects of erosion disappeared. The use of a geochemical model in 2D, was crucial to infer the sedimentation velocity, and thus to know theoretically initially the TOC preserved. The application of mixed kinetics to produce CH4 and CO2, it was possible to apply two kinetic that match with the behavior of organic matter in the basin (TIII, Pepper and Corvi, 1995; CO2, IES, 1993). This allowed estimating the initial petroleum potential of source rocks and petroleum system evolution, particularly the history of formation and accumulation of the oil and gas.

After the Middle Cretaceous, the oil trapped in La Casita formation began its transformation into a gas. Fracturing of the up-lift product allowed a migration of CO2 of magmatic origin and this altogether with the accumulated CH4 migrated with a water circulation. The reservoirs rocks of these gases are found in anticline traps, currently exploited. It should be noted that the existence of oil in fluid inclusions in mineral outcrops of fluorite in the neighborhoods to the La Babia and San Marcos faults, is interpreted according to the model results as oil migrated in primary cracking of other bedrock is La Peña Formation, during the up-lift. The interpretation of 2D seismic sections was used in geochemical models and geometric 3D. The results of these models are confirmed and compared with production data. These resources allowed establishing a coherent history of diagenesis for the Pirineo block. According to the models, there are no reported gas reservoirs in the reports; this affirmation is supported by petrographic and geochemical studies of 27 samples for 4 exploratory wells, as well as 162 samples of cuttings from 15 wells. This research shows the combination of the petrographic, geochemical and geophysical resources, for the construction of a comprehensive model (1D-2D and 3D), allowing to propose a regional reconstruction of the petroleum system. In this study we observed the existence of sulfate phenomena reduction, causing the transformation of the rocks-store in stamps and vice versa, as well as the production of CO2 and H2S, based on water-rock interactions.

Keywords: *Northeastern of Mexico, Sabinas Basin, Pirineo Block, organic matter, genesis, heat flux, water-rock interaction, Laramide Orogeny, geochemistry, geophysics, modeling 1D, 2D and 3D.*

Résumé

L'objectif principal de ce travail, a été d'étudier les phénomènes qui influencent la variation de la composition de gaz (CH_4- CO_2- H_2S) pendant l'exploitation industrielle, dans le *play* Florida-Minero du Bloc Pirineo du Basin de Sabinas au Mexique.

Entre le Jurassique et le Crétacé, le Basin de Sabinas dans le Nord-est au Mexique, a été un important réservoir de sédiments, formés principalement par des roches siliciclastiques carbonatées, riches en matière organique d'origine marine et continentale (prédominant). Ce bassin est actuellement un important producteur de gaz méthane dans la région, et les roches mères plus importantes, ils sont très matures, produit d'un enfouissement profond, jusqu'aux 8 km. Variations de flux de chaleur importants pendant l'enfouissement, est la raison principale ont été ce pourquoi le bassin produit seulement du gaz sec. Les effets diagénétique, influencent le fonctionnement du système pétrolier, et sont attribués en grande partie à l'*up-lift* de l'Orogénie Laramide (49 - 24 Ma). Ces effets en relation avec la circulation de fluides sont des produits de réactions de type TSR, lesquels est étudiés en détail dans ce travail.

Afin de comprendre mieux, l'évolution géochimique de la formation, la migration et stocké du gaz, et d'évaluer l'histoire diagenética spécifiquement du bloc Pirineo, ce travail est développé, en utilisant de model géochimique (1D, 2D), et géométrique 3D. Pour calibrer les modèles en température et pression, ils ont été utilisés dans conjoint des données géochimiques et géophysiques.

Les techniques pour effectuer cette recherche, ont été les micrographies ; optique, électronique de baillage et rayons X, ainsi come le Rock-Eval 6, δC^{13} gaz, δC^{13} y δO^{18} sur les roches. Les résultats de ces analyses, avec la thermométrie et l'spectrométrie Raman, appliqué à des inclusions fluides, ont permis de définir mieux les étapes de migration d'hydrocarbures et la chronologie de la charge des réservoirs.

Les modèles géochimiques ont été calibrés en utilisant dans une première étape, le %Ro et le Bottom Hole Temperature (BHT), et dans une seconde étape la pression/température des inclusions fluides, qui représentent les conditions thermodynamiques des fluides au moment de la migration. Ainsi en fonction des résultats obtenus, nous pouvons définir deux hypothèses;

- La première sur le cracking primaire du kerógeno sans migration de pétrole avant l'uplift, et
- La deuxième, sur le cracking secondaire avec migration de gaz pendant et après l'uplift, ceci pour la roche mère plus importante (La Casita).

Ce phénomène d'*up-lift*, à provoque une érosion calculée, entre 1.2 et 2.2 Km à cette époque, le système des failles, il resté en fonctionnant comme route de migration d'huile, et ceux-ci ont été stockés dans les réservoirs supérieurs, qui par des effets de l'érosion ont disparu.

L'utilisation d'un modèle géochimique en 2D, a été déterminante pour impliquer dans la vitesse de sédimentation et ainsi connaître théoriquement le TOC initiale préservé. L'application de une cinétique mixte, pour produire CH_4 et CO_2, a été possible en appliquant deux cinétiques qui coïncident avec le comportement de la matière organique dans le bassin (TIII, Pepper et Corvi, 1995 ; CO_2, IES 1993). Ceci a permis, pouvoir estimer le potentiel pétrolier initial des roches mères et l'évolution du système pétrolier, en particulier pour l'histoire formation et accumulation de l'huile.

Après le Crétacé Moyen, l'huile stocke dans la Formation La Casita, a commencé sa transformation en gaz. La fracturation produit dans l'*up-lift,* il a permis un dégazage de CO_2 d'origine magmatique, et ce dans l'ensemble avec la CH_4 accumulé, à migre avec une circulation d'eau. Les réservoirs actuels de gaz, sont dans des pièges anticlinaux, en production actuellement. Il convient d'indiquer, que l'existence d'huile dans des inclusions fluides, dans affleurements minéraux de fluorine, dans les alentours à les Failles La Babia et San Marcos, est interprété en accord avec les résultats du modèle, comme huile migrée pendant l'*up-lift,* pour le cracking primaire d'une autre roche mère, comme la Formation La Peña.

L'interprétation de sections séismiques 2D, on utilise dans la construction de modèles géochimiques 1D - 2D et géométrique 3D. Les résultats de ces modèles sont confirmés et sont comparés, avec les données de production. Ces ressources ont permis d'établir une histoire cohérente de la diagénesis pour le Bloc Pirineo. En accord avec les modèles, ils existent réservoirs de gaz non reportés dans anciens études, cette affirmation est soutenus, par les études pétrographiques et géochimiques de 27 échantillons de carottes, pour 4 puits exploratoires, ainsi que 162 échantillons de cuttings de 15 puits. Ce travail montre la combinaison des ressources pétrographiques, géochimiques et géophysiques, pour effectuer la construction d'un modèle intégral de bassin (1D-2D et 3D), en permettant de proposer une reconstruction régionale du système pétrolier. Dans cette étude on observe l'existence de phénomènes de sulfate réduction, qui provoque la transformation des roches réservoirs dans couvertures et vice versa, ainsi que la production de CO_2 et H_2S, en fonction des interactions eau-roche.

Mots clef : *Nord-est au Mexique, Bassin de Sabinas, Bloc Pirineo, matière organique, genèse, flux de chaleur, interaction eau roche, Orogénie Laramide, géochimie, géophysique, model 1D, 2D et 3D.*

Introducción general

La Cuenca de Sabinas es un área de estudio especialmente compleja de un punto de vista petrolero, primeramente por su historia geodinámica, que tiene relación directa con la apertura del Golfo de México y sus rocas madres Titonianas (Padilla y Sánchez, 1986; Santa María-Orozco, 1991; Michalzik y Schumann, 1994; Rueda-Gaxiola, 1998; Eguiluz de Antuñano, 2001). Segundo, porque esta tectónica esta ligada a la circulación de fluidos y a la evolución del flujo de calor (HF) (Menetrier, 2005; Camacho-Ortegón *et al.,* 2008a, Piedad-Sánchez *et al.,* 2009).

La Formación La Casita, es la principal roca madre de la Cuenca de Sabinas, en el Noreste de México, depositándose tanto en la Cuenca de Sabinas, como en la Cuenca de Burgos. Esta roca madre esta transformada totalmente (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001), debido a que alcanzo profundidades importantes, presentando una transformación térmica acompañada de la transformación del aceite en gas que se observa fácilmente (Piedad-Sánchez, 2004).

Por esas razones la prospección petrolera en esta cuenca, fue dirigida en el pasado únicamente para el gas, pero indicios de aceite se encuentran presentes y han sido reportados frecuentemente (Gray *et al.,* 2001; González-Partida *et al.,* 2002; 2008, a, b; Zamorano, 2008; González-Sánchez, 2008, 2009). Uno de los principales intereses por estudiar esta cuenca, es la de entender y delimitar las zonas de la transformación del aceite en gas, considerando no solamente fallas y deformaciones sino también la circulación de fluidos asociados a ambas.

La presencia de aguas termales y de pequeños volcanes sugiere una actividad magmática, y nos proponen una circulación de fluidos en una dirección ligada a esta tectónica, aparentemente esta circulación esta en relación con la dirección de los domos salinos como La Popa (Gray *et al.,* 2001).

Numerosos trabajos científicos sobre esta cuenca llegan a la conclusión de que es necesario estudiarla numéricamente (Piedad-Sánchez, 2003; Menetrier, 2004;

Alsaab *et al.,* 2007, Gallardo *et al.,* 2008; Camacho-Ortegón *et al.,* 2009 a, b; Piedad-Sánchez, 2009).

En efecto, el modelado nos daría acceso más fácilmente en el tiempo, al desarrollo de la génesis de la materia orgánica, y nos permitiría explicarnos el comportamiento térmico de los hidrocarburos durante su migración. Sin embargo, para llegar a esos resultados, varias incógnitas subsisten, correspondientes no solamente al origen del kerogeno, sino a su preservación para formar las rocas madres. Uno de los primeros objetivos de este trabajo, es entonces esclarecer este punto y establecer el verdadero valor del TOC, para estimar su potencial petrolero inicial.

Eguiluz de Antuñano en 1987, propuso una materia orgánica continental de tipo 3, para tres de las principales rocas madres (Formación La Casita, Formación La Peña y Formación Eagle-Ford), siempre considerando un TOC con el potencial petrolero actual. Piedad-Sánchez (2003), completa esta información y muestra con un trabajo petrográfico, la diversidad de macérales encontrados en estas rocas madres, este trabajo detallado del contexto orgánico de las rocas madres y almacenes, lo completa con observaciones no solamente en microscopia óptica en reflectancia, sino también en fluorescencia.

Menetrier (2005), realiza un modelado geoquímico en 1D, considerando algunas de estas observaciones, y logra calibrar térmicamente la evolución del flujo de calor con el tiempo. El propone la posibilidad de tener anomalías térmicas magmáticas, en relación con los domos salinos. Sus evaluaciones muestran erosiones hasta de 3000 m. Alsaab (2007), continúa el estudio de las rocas madres y realiza la maduración artificial del carbón de Olmos, efectuando un trabajo completo del balance de masa en particular para tomar en cuenta la transformación térmica del carbón en gas.

Sin embargo, actualmente ninguno de los trabajos previos, se había enfocado en estudiar la migración de los hidrocarburos, teniendo en cuenta el aceite y los otros gases fuera del metano, que se encuentran actualmente en la explotación de los pozos productores del área de estudio. En este trabajo de tesis se propone utilizar inclusiones fluidas y termometría, para dar acceso con ello, a los parámetros de temperatura y presión de los fluidos en la migración. Uno de los aportes más

importantes de este trabajo es entonces el estudio de esta migración y llenado de almacenes, considerando ahora el modelado en 2D y 3D con calibración de temperatura y presión.

El fenómeno asociado al la sulfato-reducción, típica de las cuencas que muestran los fenómenos de diagénesis de tipo “Mississippi Valley” (González-Partida *et al.,* 2003), muestra inevitablemente las propiedades de este sistema para fabricar acumulaciones y depósitos orgánicos ricos en gas metano y minerales como los de Florita, Celestita, Barita entre otros, que son importantes para el desarrollo industrial en México (González Partida *et al.,* 2003; González-Sánchez, 2008 y González-Sánchez *et al.,* 2009).

La primera pregunta que se hacen desde hace tiempo los geólogos que trabajan con este tipo de mineralizaciones es; *si los gases de origen magmático tienen una participación importante en la formación de estas acumulaciones*, sabiendo que una gran parte de la exploración minera en México, esta ligada a la geodinámica, fracturación y circulación de fluidos en las cuencas.

Es por eso que el modelado geoquímico de sistemas petroleros en 1D, 2D y 3D, que casi no existe en México, esta considerado de gran importancia actualmente, debido a su capacidad cuantitativa, para reconstruir las características de formación, transformación y acumulación del sistema petrolero en la historia de la cuenca.

Este modelado, es posible considerarlo como una herramienta eficaz en este estudio, toda vez que el calibrado en el tiempo y el espacio, utiliza un gran numero de aspectos del funcionamiento de la cuenca, definidos a partir de datos del enterramiento, llenado de la cuenca y evolución tectónica de las deformaciones y las fallas.

Uno de los aportes mas importantes de este trabajo es entonces, clarificar el funcionamiento de este sistema en profundidad, y no solamente el considerarlo en la superficie, como habían estado reportado en la literatura.

La Compañía Petrolera PEMEX, nos proporciono para este trabajo, secciones sísmicas regionales en 2D, análisis geoquímicos del gas, así como las muestras de cuttings y núcleos de algunos pozos.

La Compañía MPG (Monclova Pirineo Gas S.A.) nos proporciono, secciones sísmicas 2D, a partir de un bloque sísmico 3D, así como las bases de datos de los registros petrofísicos (logs) de 19 pozos del Bloque Pirineo y los informes de producción de estos.

Esta información fue posible asociarla en este trabajo, a los datos geoquímicos y petrográficos desarrollados en el curso de este trabajo. Los principalmente marcadores térmicos para la calibración del modelado como el poder reflector de la vitrinita (%Ro) y la temperatura de fondo de los pozos estudiados (BHT), fueron estudiados en conjunto con las porosidades y permeabilidades medidas por logs y en el laboratorio.

Los modelos de migración fueron entonces calibrados además con la presión, temperatura y composición (*PTX*), de las inclusiones fluidas. Estos aspectos permitieron entonces, mejorar el trabajo de modelado con respecto a los trabajos anteriores de investigación.

El uso de estos marcadores, contribuyó a desarrollar una caracterización integral de cuenca, que servirá para responder a las incógnitas de los eventos y características geológicas que dieron lugar a la formación, transformación, migración y almacenado, de los hidrocarburos y gases asociados de la Cuenca de Sabinas. Este aspecto fue completado considerando el modelado 3D inexistente en el pasado, permitiendo así obtener una información concerniente a los volúmenes brutos de roca.

Origen de la Cuenca de Sabinas

La historia geológica del NE de México, esta ligado al origen del Golfo de México, que comenzó su formación en el Triasico Superior, cuando la placa Norte Americana comenzó a separarse de la placa Africana y Sud-Americana (Salvador, 1987, 1991; Eguiluz de Antuñano 2001; Goldhammer y Johnson, 2001). La separación de placas

provoco la formación de “grabens” y “horsts”, que determinaron la distribución de los mares y de las tierras emergidas durante el Mesozoico (Cuevas, 1988). Ahora refiriéndonos hacia nuestro lugar de estudio, la Cuenca de Sabinas en el Golfo de Sabinas, posee un área de 37000 km^2 y esta situada en el Noreste de México, en la parte central del Estado de Coahuila y occidental de Nuevo León. Es una cuenca sedimentaria mesozoica, con espesores de mas de 5000 m de rocas siliclasticas carbonatadas y evaporiticas, depositadas en ambiente marino (Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001, Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007), tiene sus orígenes en la subsidencia de bloques formados durante los movimientos verticales de reacomodo (Tratogenia), al cesar los esfuerzos compresionales de las Orogenias Permo-Triasicas, mismas que dieron origen a la formación del cinturón orogénico Marathon Ouachita (Márquez-Domínguez, 1979).

Del Jurasico al Cretácico tardío, la subsidencia fue constante y persistente, con ligeras oscilaciones en el nivel de mar, delineando los elementos paleogeográficos en el Jurasico y neocomiano. Estos elementos delimitados al sur por la Península de Coahuila, al norte por la Península de Tamaulipas, y entre ambos la Isla de Monclova y la Isla de la Mula (Márquez-Domínguez, 1979), influenciaron grandemente la sedimentación posterior y enmarcaron el Golfo de Sabinas.

Cuevas (1988), propuso tres etapas principales de esta evolución:

1) Un estado inicial de rompimiento o *rift* que comprendió el fallamiento de bloques y la formación de grabens durante el Mesozoico
2) Una etapa de subsidencia termotectónica, durante la cual se deposito la secuencia sobreyaciente del Mesozoico superior (Jurasico Tardío-Cretácico Tardío)
3) Terminación de la subsidencia, debido a la intensa deformación y fallamiento inverso, que provoco el levantamiento de la región durante la Orogenia Laramide (Cretácico Tardío – Terciario Temprano)

Entre los trabajos geológicos realizados en la zona del noreste de México, los enfocados al entendimiento de la evolución paleogeográfica, estructural y

estratigráfica del área son los más numerosos. Toda vez que la existencia de hidrocarburos en la cuenca ha demandado un estudio puntual, para comprender el funcionamiento de la cuenca en el curso de su historia. Los más sobresalientes son los de Hill (1887); Dumble (1895); Aguilera (1906); Böse (1906, 1913, 1921); Haarman (1913); Jones (1925); Böse y Cavins (1927); Müllerried (1927, 1944, 1948); Tatum (1931); Kellum (1932, 1936 a, b, 1937, 1949); Waitz (1932), King (1934); Imlay (1936, 1937 a, b, c); Kellum *et al.,* (1936); Kelly (1936); Singewald (1936); Humphrey (1941, 1949, 1956 a, b); Maldonado (1949); Lozano (1951); Díaz (1952); Humphrey y Díaz (1954); Cserna (1960); Smith (1970); Ekdale *et al.,* (1976); López-Ramos (1981); Fortunato y Ward (1982); Jones *et al.,* (1984); Longoria, (1984); Tinker (1985); Padilla y Sánchez (1986 a, b); Young (1986); Frame y Ward (1987); McKee *et al.,* (1988); Santamaría-Orozco (1990); Ramos y Márquez (1993); Moran-Zenteno (1994); Lehmann *et al.,* (1998, 1999); Goldhammer (1999); Wilson (1999); Eguiluz de Antuñano (2000, 2001, 2003, 2007); Gray *et al*., (2001); Román-Ramos y Holguín-Quiñones (2001); Giles y Lawton (2002); González-Partida (2003, 2007); Chávez-Cabello *et al.,* (2005, 2007); Padilla y Sánchez (2007); entre otros.

Sin embargo los trabajos de investigación mas recientes, desarrollados con la aplicación de técnicas geoquímicas, geofísicas, petrográficas y modelado para la Cuenca de Sabinas, nos muestran una erosión considerable de entre 1 y 7 Km (Ewing, 2003) producto del Up-lift de la Orogenia Laramide.

Así como una evolución del flujo de calor actual que oscila entre un máximo para el Jurasico Tardío de120 MW/m^2 y un mínimo de 60 MW/m^2 actualmente. (Piedad-Sánchez, 2004; Menetrier, 2005; Camacho-Ortegón, 2008, a, b, c; Piedad-Sánchez, 2009), donde muestran, que esta evolución térmica provoco que la roca madre La Casita, se encuentre actualmente en la fase final de la ventana del gas.

La Cuenca de Sabinas alberga en su área una serie de subcuencas denominadas Sub-cuenca de Sabinas o Región Carbonífera (Corona-Esquivel *et al.,* 2006), esta zona comprende un área de 10000 km^2, y es potencialmente importante por su producción de carbón de tipo sub-bituminoso almacenado en la formación Olmos.
Esta Región Carbonífera es vital en la economía regional del Noreste de México, ya que actualmente la producción de carbón y coque, alimenta la industria siderúrgica y

carbo-eléctrica de la región. Estas industrias proveen en buena medida el desarrollo económico del Noreste del Estado de Coahuila, las reservas estimadas de este carbón son de 1200 millones de toneladas, y son explotadas actualmente utilizando dos sistemas de explotación a escala industrial, por minas de arrastre o minas a cielo abierto (Eguiluz de Antuñano, 2003; Corona-Esquivel, *et al.,* 2006).

El estudio de las propiedades de estos carbones de la formación Olmos (Martínez, 1982, Flores-Espinoza, 1989), nos muestran una erosión en esa área con respecto del resto de la cuenca (Piedad-Sánchez, 2004), en donde posiblemente fue mas agresiva hacia el NW de la cuenca y menor hacia el NE. Estas pueden alcanzar desde 600 m hasta 2300 m, calculadas tomando en cuenta la termicidad que alcanzo el carbón de la Formación Olmos.

La producción, migración y almacenamiento de gas en la Cuenca de Sabinas, tiene lugar antes de la Orogenia Laramide, dado a la profundidad máxima alcanzada por su principal roca madre La Casita, oscilado entre 5 y 8 Km., pero durante esta, los reservorios inferiores se fracturaron, provocando que el hidrocarburo migrara hacia reservorios de edad mas joven (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Camacho-Ortegón, 2008, a, b, c).

Estos reservorios se encuentran principalmente por debajo de la Formación La Virgen, la cual esta dividida en 5 miembros (Márquez-Domínguez, 1979), y es considerada como la roca sello predominante en la cuenca, debido a su presencia regional y a que su miembro 2, contiene una amplia riqueza anhidritica.

Este fenómeno tiene probablemente una relación con la “ausencia” de acumulaciones industriales de aceite, en la Cuenca de Sabinas, toda vez que su roca madre principal “La Casita”, debió generar primero aceite y este a su vez por cracking secundario generar gas CH_4.

En este trabajo estudiamos dos hipótesis al respecto de la inexistencia de yacimientos con aceite:

La *primera* corresponde a la tesis, que el aceite generado por la Formación La Peña, debió migrar y almacenarse en reservorios superiores, lo que hace suponer que estos se erosionaron durante y después del *uplift* Laramidico.

La *segunda* que el aceite generado por la roca madre La Casita, no alcanzo a migrar, pasando de la ventana del aceite a la del gas in-situ.

Esto es debido a que las Formaciones La Casita miembro superior y Barril Viejo – Menchaca, fueron y siguen siendo sellos efectivos como sugiere Eguiluz de Antuñano (2007).

En este contexto, estamos considerando que la segunda teoría, podría ser demostrada por los resultados del modelado 1D y 2D, en donde se puede confirmar que la ventana del aceite fue mucho antes de la Orogenia Laramide. Esto sugiere que había poco fracturamiento y poca circulación de agua.

En afloramientos minerales, de los alrededores de las fallas San Marcos (Chávez-Cabello, 2005) y La Babia (Charleston, 1981), se han encontrando inclusiones fluidas en minerales de fluorita, con aceites ligeros (González-Partida, *et al.,* 2002; González-Sánchez, 2008; Camacho-Ortegón, *et al.,* 2008b; Zamorano, 2008).

Estas fallas aparentemente pueden ser las rutas principales de migración, sin embargo la hipótesis propuesta en este trabajo, responde a que el aceite proviene de la Formación La Peña, ya que para la Orogenia Laramide, esta formación estaba en ventana del aceite y La Casita en la de gas, lo que indicaría que el aceite migrara con las salmueras mineralizantes, que dieron origen a estos cuerpos minerales de fluorita y celestita.

La falla de La Babia y la falla de San Marcos, son consideradas actualmente como las dos fallas regionales de la cuenca, pero de igual manera no se descarta que el aceite utilizo el amplio complejo de fallas existente en la cuenca, como ruta de migración lateral hasta encontrar las fallas regionales.

Estas quizás a su vez ayudaron a vaciar los reservorios de aceite producto de una primera migración de aceite. La hipótesis de la existencia de este aceite, radica en que los hidrocarburos migraron acompañando las salmueras mineralizantes, atrapándose en inclusiones desarrolladas en los cristales huéspedes en el momento de su cristalización, (Gonzáles-Sánchez, 2008; Camacho-Ortegón, 2008b).

La Cuenca de Sabinas posee una gran cantidad de campos petroleros, que van desde campos con un solo pozo hasta campos con mas de 10, estos campos petroleros están situados principalmente en zonas de anticlinales, donde las condiciones de llenado son más propicias, debido al sistema de fallas que controlaron la migración de los hidrocarburos hacia estos.

Actualmente una gran cantidad de pozos de la cuenca, se encuentran fuera de operación, por problemas que van desde el agotamiento del hidrocarburo, hasta problemas de inundación con agua salada, contaminación con CO_2 o accidente mecánico.

Los pozos que se encuentran actualmente en activo, producen solamente gas CH_4 seco, y en pequeños porcentajes CO_2, H_2S y N. El campo Pirineo descubierto en el año 2001 por PEP-PEMEX y operado por Monclova Pirineos Gas S. A., se encuentra en activo produciendo gas CH_4 en la Formación La Virgen miembro I y La Casita. Este campo es actualmente el más productivo de la zona de estudio, por lo que lo abordaremos con mayor precisión en el curso de este trabajo.

El estudio de la Cuenca de Sabinas a través del modelado geoquímico, es importante, toda vez que permitió definir parámetros, que ayudan a entender y apoyar la hipótesis del funcionamiento del sistema petrolero, considerando la circulación del agua.

También es importante por su relación con la historia de la formación del Golfo de México, ya que es una cuenca de ante-país abortada, regida por una geodinámica compleja (Cuevas, 1988), y por las transgresiones y regresiones marinas, que dieron origen a los elementos hoy estudiados (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007).

De acuerdo a los análisis y observaciones microscópicas de las muestras estudiadas se encuentra que la génesis mineral de las formaciones de la cuenca, estuvieron y están siendo controladas por la circulación de fluidos. Estas observaciones ya reportadas en la literatura (González-Partida, 2003, 2008; Tritlla *et al.,* 2007, González-Sánchez, 2008, 2009) pueden ser el resultado de reacciones de sulfato-reducción de tipo TSR, producto de una interacción agua roca constante, probablemente en relación con la presencia de CO_2 y H_2S en la cuenca.

Claro esta que también el manto basaltico, ubicado por debajo de la formación Olvido y Lechos Rojos pueden aportar este tipo de gases, y participar a este tipo de reacciones. Este aporte de gas, se explica si se estudian los isótopos de $\delta^{13}C$, los cuales pueden demostrar su origen magmático y/o orgánico (Schoell, 1983) (para una roca madre de tipo II y III).

El sistema de fallas profundas que cortan el basamento, se observan actualmente en las imágenes sísmicas en 2D. Estas fallas profundas han servido probablemente de ruta de migración del CO_2, mezclándose con los hidrocarburos, y a su vez presurizando los reservorios, que al interactuar con los minerales de las formaciones de la cuenca, provocan un balance de masa característico de un evento del tipo TSR, generando porosidad y nuevos complejos minerales, con precipitaciones de azufre elemental.

Los objetivos principales de este trabajo los podemos resumir en 10 puntos:

1) Tener una mejor comprensión del sistema petrolero y de las interacciones agua-roca.
2) Determinar el potencial inicial de las rocas madres (TOC-IH).
3) Determinar el origen del gas CO_2 y del H_2S en la cuenca.
4) Hacer una descripción de la evolución fisicoquímica de rocas, y su comportamiento para la correcta comprensión de la presencia de sistemas tipo BSR y TSR.
5) Proponer una cinética de transformación de la materia orgánica, para la roca madre La Casita, a partir de la mezcla de cinéticas base, para la producción de CO_2.

6) Determinar la erosión en la zona de estudio, considerando el %Ro, HF, la temperatura de superficie y el espesor del agua.
7) Determinación de la evolución del flujo de calor, coherente con la evolución térmica y otros marcadores utilizados.
8) Definir una paleobatimetría hipotética.
9) Determinación los eventos mas importantes de la migración y del llenado de reservorios.
10) Estudiar el origen del aceite, presente en las inclusiones fluidas de minerales de fluorita, su relación con las rocas madres de la cuenca, y realizar la interpretación con respecto a las etapas tectónicas, térmicas y de circulación de fluidos.

En este trabajo, gracias a la gran cantidad de análisis he información proporcionada y generada, se pude decir que se aporta sin duda, nueva información que servirá para comprender mejor el funcionamiento de la Cuenca de Sabinas.

Los puntos más importantes que abordan este trabajo son:

I. El origen de la materia orgánica, el cual se logro determinar utilizando la petrografía orgánica y la florescencia, con la cual se identificaron varios grupos macérales que corresponden a una mezcla de materia orgánica, debido sin duda a la historia de aporte continentales, provenientes de la Isla de Coahuila y archipiélago de Tamaulipas, sedimentados en los niveles nerítico y nerítico medio de la cuenca.

El análisis de paleóambientes es motivado en este trabajo, toda vez que no se contaba con un espesor del lecho marino, necesario para un correcto modelado numérico. En este sentido el aporte obedece a un análisis de los espesores del lecho marino de la cuenca, en relación al tipo de ambiente por cada formación, así como por trabajos previos de paleontología que describen especies marinas que habitaron en esta cuenca.

La curva Exxon (Haq, et al., 1987; Vail, et al., 1991; Nelson, 1997; Hancock, 1993), nos permite lograr definir una hipótesis del espesor del lecho marino en esta cuenca.

II. En este estudio, la observación petrográfica de transformaciones órgano-minerales (del tipo BSR y TSR), es necesaria para la comprensión de los mecanismos de:
    a. La primera etapa de sulfato reducción, en relación con la materia orgánica y la formación de sulfuros a baja temperatura.
    b. La reactividad de la porosidad existente en las rocas reservorio.
    c. Los aportes de CO_2, generado a través de los almacenes
    d. Los complejos minerales y precipitaciones.

III. El aporte de este estudio, en geoquímica orgánica y mineral es:

    a) El estudio de las interacciones agua-roca, y su relación con la porosidad en las diversas formaciones carbonatadas de la cuenca.
    b) El estudio isotópico δC^{13} del gas que permite el estudio diagenetico de las mezclas de CO_2.
    c) El estudio de la pirolisis Rock-Eval 6, para estimar el COT actual y comprobar la presencia de mezclas de materia orgánica. Adicionalmente esta técnica permite además evaluar las migraciones de CO_2.
    d) El seguimiento de las interacciones entre diagénesis orgánica y mineral, que formo térmicamente CH_4 y CO_2.
    e) Las observaciones sobre las rocas sello evaporiticas, para demostrar su formación diagenética

IV. Este trabajo muestra las evaluaciones cuantitativas en modelos geoquímicos en; 1D, y 2D, las cuales nos permiten proponer las paleocondiciones de la cuenca durante la diagénesis, además de estimar:

    a. El flujo de calor
    b. La erosión

c. El potencial petrolero inicial y el actual
d. La etapa de fracturamiento y sobrepresión en la cuenca
e. El momento de la migración con aceite y con gas
f. El momento del llenado y vaciado de los reservorios
g. El funcionamiento de la cuenca, para una cinética de tipo Arrhenius, construida para simular la producción de CO_2.

Para la realización de este estudio, fue necesario incluir nuevas técnicas considerando que la principal roca madre La Casita, esta totalmente transformada como se ha mencionado anteriormente.

Estas técnicas tuvieron como fin, apuntalar las hipótesis propuestas en este trabajo y desarrollar nuevos parámetros de calibración para el modelo integral de cuenca, así como para determinar los eventos diagenéticos más significativos en ella.

En primer lugar se puede mencionar el análisis por difracción de rayos X (DRX), con el que se determino cuantitativamente la mineralogía de las formaciones estudiadas. Esto permitió comprobar, que existe una transformación diagenética, que es producida principalmente por la interacción agua roca. Seguido por la aplicación de un sistema ya descrito en la literatura, para el estudio y caracterización de inclusiones fluidas con hidrocarburos (Pironon, 2004).
Este método comprende varias etapas:

I. Una petrografía de las inclusiones fluidas, con el fin de localizar aquellas que cumplen con las reglas de ROEDER.
II. El análisis en florescencia de inclusiones fluidas, con una identificación y diferenciación de las inclusiones acuosas de las que contienen aceite.
III. La microtermometría, que aporta principalmente la temperatura de homogenización (*Th*), necesaria para el modelado AIT, así como la temperatura de última fusión (*Tm*), necesaria para el cálculo de la salinidad de la salmuera al interior de la inclusión (Bodnar y Vityk, 1994).
IV. La microsonda RAMAN, permite la estimación de la fracción molar del CH_4 disuelto en inclusiones acuosas, a través del estudio microespectrométrico (Dubessy, 2002).

V. El Modelado AIT, se aplica en inclusiones fluidas, utilizando ecuaciones de estado para estudiar su sistema. Este produce las isopletas y las isocoras de cada sistema en el espacio presión temperatura (P-T). La intersección de estas isopletas he isocoras, representan la mejor aproximación de las condiciones termobarometricas de atrapamiento.

Con el fin de dar más agilidad al trabajo de investigación, en el mismo están aplicados varios modelos numéricos, que permiten integran en unos solo, los resultados de la investigación.

El Surfer® V8 y el Autocad® Civil 3D 2009, son programas útiles en cartografía, topografía e ingeniería. Sin embargo aquí están aplicados, principalmente para la generación de datos de georeferenciación de topes de formación y espesores de estas, construyendo los modelos, a partir de mapas isopacos y columnas litológicas de pozos de la Cuenca de Sabinas, haciendo posible el cálculo de volúmenes brutos de rocas, aplicando estos datos en el geosimulador 3D gOcad®.

PetroMod® V10 es un programa utilizado específicamente para modelar sistemas petroleros en 1, 2 y 3 dimensiones. En este trabajo se utilizo el modelo solamente en 1 y 2 dimensiones, determinando las condiciones que prevalecieron en la cuenca desde su formación hasta hoy en día, así como un escenario que corresponde a la presión litostática e hidrostática en curso del tiempo.

Este cálculo permite determinar el momento del fracturamiento de las rocas, y ubicar ahí la migración de los hidrocarburos. Al mismo tiempo los modelos geoquímicos 2D, entregan información esencial para poder calcular el espesor real de las rocas madres en el momento de su depósito, retrocediendo en el tiempo el modelo, y midiendo los espesores reportados por este.

Estos espesores son colectados en una base de datos que indica el espesor actual contra el espesor inicial, con esto obtenemos la velocidad de sedimentación, información que se aplica al método de velocidad de Ibach (1982), definiendo el TOC° de la Cuenca de Sabinas.

El IH° fue obtenido aplicando el procedimiento descrito por Claypool (2002 en Peters *et al.,* 2007). Otra aplicación de las secciones sísmicas modeladas, es expórtarlas mostrando las acumulaciones de HC al geosimulador gOcad®.

Esto es para construir un modelo comparativo entre los reservorios reportados por PEP-PEMEX, contra los reportados por el modelo geoquímico PetroMod® 2D. Los resultados permiten demostrar si existe coincidencia en todos los plays reportados por PEP-PEMEX, y confirmar que el modelo geoquímico 2D, muestra nuevas oportunidades exploratorias no definidas anteriormente.

En general los límites de los resultados obtenidos por el análisis del modelado numérico, son también los límites del cálculo numérico debido a las hipótesis propuestas, y algunas veces por la cantidad limitada de análisis químicos y físicos de las muestras.

Varias calibraciones son propuestas para definir estas hipótesis. Toda vez que la caracterización geoquímica y petrográfica de muestras de 8 núcleos y 162 de esquirlas, sobre 15 de pozos fue posible. Así el estudio petrofísico de 19 pozos fue utilizado paralelamente con la información sobre topes de formación de 177 pozos distribuidos en la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras.

La estructura de este estudio esta dividida en tres partes.

La primera parte comienza con el **capitulo 1** de Geología de la Cuenca de Sabinas en el Noreste de México. Este primer capitulo esta dedicado a una presentación general de la geología de la cuenca, de los conocimientos actuales, la estratigrafía, la litología, la sedimentológica, el paleoambiente, la tectónica y el vulcanismo. En este capitulo se resumen también las diferentes etapas de la formación del sistema petrolero.

El **capitulo 2** de petrografía y geoquímica de las rocas madres, resume los aspectos relacionados con el origen composición y naturaleza de la materia orgánica sedimentaria, la influencia de la génesis geológica, así como la evolución de esta.

Para mostrar la importancia, precisión de las observaciones y análisis realizados, se describen estos en el **capitulo 3** de procedimientos analíticos y técnicas experimentales. En esta parte se describirán las técnicas analíticas tradicionales en geoquímica orgánica e inorgánica, así como las nuevas técnicas analíticas aplicadas en este trabajo.

También se describirán los detalles importantes de los modelos numéricos utilizados y los programas satélites que ayudaron al desarrollo de estos modelos. **El capitulo 4** presenta la localización de los pozos estudiados, el comportamiento de algunos de estos en curso de su perforación, activación y producción así como su estado mecánico actual. También describiremos algunas de las características de su muestreo y propiedades de estas.

A partir del **capitulo 5**, comienza la segunda parte de resultados con una interpretación de los análisis petrográficos y geoquímicos que permiten obtener una información mas precisa sobre el origen, preservación y potencial petrolero inicial de las rocas madres.

Este capitulo presenta los resultados e interpretaciones bibliograficas de los análisis en geoquímica orgánica e inorgánica para tener una mejor comprensión de la naturaleza, del origen de los fenómenos físico-químicos que preservaron, afectaron y transformaron la materia orgánica e inorgánica en la cuenca.

El capitulo 6, describe los resultados de las observaciones petrográficas y geoquímicas de la circulación y migración del aceite y los gases. Considerando en estos los parámetros de paleopresión y paleotemperatura de las inclusiones fluidas con la migración del aceite y los gases, así como la cronología de las neoformaciones diageneticas de los minerales precipitados y disueltos en la roca. Se hace hincapié en el desarrollo termodinámico de las reacciones de interacción agua-roca y se comparan con las producciones actuales de los pozos de producción.

En el capitulo 7 se presentan los resultados del modelado numérico 1D, 2D y 3D de la cuenca. Se aprovecha toda la información de los capítulos 4, 5 y 6 para realizar las calibraciones térmicas y tectónicas del modelado geoquímico de la formación y

migración de hidrocarburos. Aquí se toma en cuenta la formación del CO_2 orgánico e inorgánico (transformación de carbonatos), que pudiera haberse producido en la cuenca.

La tectónica hace hincapié en la relación del uplift durante la Orogenesis Laramide con la expulsión y migración de los hidrocarburos y la formación de mineralizaciones.

Este capitulo presenta además los detalles técnicos de la operación y aplicación del modelado numérico, en aprovechamiento de todas las herramientas y programas alternos, así como de las técnicas analíticas en los resultados obtenidos, en particular utilizando nuevas energías de activación, en relación con las propuestas en la literatura, sobre las formaciones del aceite y los gases (CH_4 y CO_2).

Esto permite lograr un calibrado integral, considerando las evaluaciones de producción de H_2S en las reacciones TSR en la Cuenca. De igual manera se describirá como se construyo la cinética utilizada en el modelo y las reacciones estequiométricas. La aplicación del modelo gOcad® en el análisis de la cuenca permite la representación en 3D de los resultados del modelo 2D.

El estudio de reacciones BSR y TSR es propuesto en el **capitulo 8,** en donde se discuten los temas relacionados a la evolución de estas reacciones con el tiempo, el enterramiento, la termicidad y la circulación de fluidos. Un análisis de la evolución del sistema petrolero es propuesta considerando varias etapas en este tipo de reacciones.

Por ultimo, el **capitulo 9** es donde se presentaran las conclusiones genérales y perspectivas. En esta última parte se concluirá recreando la historia de la cuenca, con una descripción paso a paso de su génesis, en relación con una evaluación de la formación y acumulación del gas actual de la cuenca.

En las perspectivas se propone la utilización futura de los almacenes, para estudiar los fenómenos de almacenaje de gases ácidos o del CO_2.

Introduction générale

Le Bassin de Sabinas dans le Nord-est du Mexique, est une zone d'étude très complexe du point de vue pétrolier, premièrement par son histoire géodynamique, c'est-à-dire par sa relation directe avec l'ouverture du Golfe du Mexique et, ses roches mères Tritoniens (Padilla et Sánchez, 1986; Santamaría-Orozco, 1991; Michalzik et Schumann, 1994; Rueda-Gaxiola, 1998; Eguiluz de Antuñano, 2001). Deuxièmement, pour sa tectonique qui est bien en relation avec l'évolution du flux de chaleur (HF) et la circulation des fluides (Ménétrier, 2005; Camacho-Ortegón *et al.,* 2008a; Piedad-Sánchez *et al.,* 2009).

La Formation La Casita, est la principale roche mère du Bassin de Sabinas. Les sédiments de cette formation se trouvent aussi dans le Bassin de Burgos dans l'Etat de Tamaulipas, au Nord-est du Mexique. Des études montrent que roche mère est transformée totalement (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Román-Ramos et Holguín-Quiñones, 2001) du à son enfouissement très profonde, raison pour laquelle présente une transformation thermique importante, accompagnée d'une transformation de l'huile en gaz facilement observée (Piedad-Sánchez, 2004).

Pour les raisons précédentes, la prospection pétrolière dans ce bassin a été dirigée, dans le passé, uniquement pour le gaz. Actuellement, des études montrent l'existence d'huile dans cette zone, dans les sédiments de type Mississipi Valley (Gray *et al.,* 2001; González-Partida *et al.,* 2002; 2008, a b; Zamorano, 2008; González-Sánchez, 2008, 2009). Un des principaux intérêts pour mieux étudier ce bassin, est bien évidement, comprendre et délimiter les zones de la transformation de l'huile en gaz, considérant non seulement les systèmes des déformations et des failles, mais aussi la circulation de fluides associée au gaz et l'huile.

La présence des eaux thermiques et de petits volcans suggère une activité magmatique, raison pour proposer que la circulation de fluides suive une direction liée à la tectonique, dans ce cas, similaire à la direction des dômes salins comme La Popa (Gray *et al.,* 2001).

De nombreux travaux scientifiques réalisés sur ce bassin, arrivent à la conclusion que pour mieux comprendre le fonctionnement du Bassin, il est nécessaire de réaliser des études de modélisation numérique qui prennent en compte la plus part des données physiques et chimiques existantes dans la zone (Piedad-Sánchez, 2003; Ménétrier, 2004; Alsaab *et al.,* 2007; Gallardo *et al.,* 2008; Camacho-Ortegón *et al.,* 2009 a, b; Piedad- Sanchez, 2009).

En effet, une modélisation numérique nous permette plus facilement, dans le temps, de visualiser le développement de la genèse de la matière organique, ainsi que d'expliquer le comportement thermique des hydrocarbures pendant leur migration. Toutefois, pour obtenir ces résultats, plusieurs questions restent à résoudre, correspondantes non seulement à l'origine du kérogène, mais aussi à leur préservation pour former des roches mères. Un des premiers objectifs de ce travail est alors, établir une valeur initiale du TOC plus particulière au Bassin de Sabinas pour estimer son potentiel pétrolier original.

Eguiluz de Antuñano (1987), a proposé une matière organique continentale (de type III) pour trois des roches mères principales (Formations La Casita, La Peña et Eagle-Ford), toujours en considérant un TOC correspondant avec le potentiel pétrolier actuel. Piedad-Sánchez (2003), montre avec une étude pétrographique, la diversité de maceraux trouvés dans ces roches mères. Ce travail détaillé du contexte organique des roches mères et réservoirs, est complété avec des observations en microscopie optique en réflectance et en fluorescence.

Ménétrier (2005), a réalisé une modélisation géochimique en 1D, en considérant une partie de ces observations pétrographiques, et comme résultat, obtient une calibration thermique de l'évolution du flux de chaleur avec le temps. Dans sa recherche, il parle de la possibilité d'avoir des anomalies thermiques magmatiques, qui sont en rapport aux dômes salins. Ses résultats montrent aussi, des érosions qui atteignent les 3000 m.

Alsaab (2007), continue avec l'étude des roches mères et effectue une maturation artificielle du charbon de la Formation Olmos. Il réalise un travail complet du bilan de

masse, en particulier pour prendre en considération la transformation thermique du charbon en gaz.

Toutefois, aucun des travaux précédents, n'étaient pas focalisés à l'étude de la migration des hydrocarbures en prenant en compte l'huile et le reste des hydrocarbures volatils hors du méthane (ces derniers, sont exploites actuellement dans les puits producteurs de la zone d'étude). Dans ce travail de thèse, on proposé de réaliser des inclusions fluides, d'appliquer la microscopie Raman et de thermométrie, pour acquérir des nouvelles informations tels que les paramètres température et pression des fluides dans la migration. Un des résultats important de ce travail, est alors l'étude de cette migration et du remplissage des réservoirs, considérant maintenant la modélisation en 2D et 3D, avec un calibrage des modèles avec la température et la pression.

Le phénomène associé à la réaction chimique du type sulfate réduction, typique dans des bassins avec une diagénèse de type « Mississippi Valley » (González-Partida *et al.,* 2003), montre inévitablement les propriétés de ce système pour créer des accumulations et des dépôts organiques riches en gaz méthane et en minéraux (comme la Fluorite, Célestine, Baryte entre autres). Ces minéraux sont importants pour le développement industriel au Mexique (González-Partida *et al.,* 2003; González-Sánchez, 2008 et González-Sánchez *et al.,* 2009).

La première question que les géologues se font depuis longtemps concernant ces minéralisations est la suivante: ***Est-ce que les gaz d'origine magmatique ont une participation importante dans la formation de ces accumulations?***, en sachant qu'une grande partie de l'exploration minière au Mexique, est directement liée à la géodynamique, fracturation, ainsi qu'à la circulation de fluides dans les bassins.

C'est pourquoi, la modélisation géochimique de systèmes pétroliers en 1D, 2D et 3D, qui ne se réalise presque pas au Mexique, est considérée à l'heure actuelle tres importante. Ceci, du à sa capacité quantitative pour reconstruire les caractéristiques de formation, de transformation et d'accumulation du système pétrolier dans l'histoire du bassin.

La modélisation du système pétrolière, est considérée comme un outil efficace dans cette étude, toutefois que sa calibration en temps et en espace, utilise un grand nombre d'aspects du fonctionnement du bassin, définis à partir de données d'enfouissement, de remplissage du bassin et de l'évolution tectonique des déformations et des failles.

Un des apports de plus importants de ce travail est alors, de clarifier le fonctionnement de ce système en profondeur, et pas seulement au niveau de la surface comme se mentionne dans la littérature.

Pour la réalisation de ce travail de thèse ont a eu besoin de plusieurs données prévenants de différentes sources. La Compagnie Pétrolière mexicaine PEMEX a fournis, des lignes séismiques régionales en 2D, des analyses géochimiques du gaz et des échantillons de « cuttings » ainsi que des carottes, de plusieurs puits. La Compagnie MPG (Monclova Pirineo Gas S.A.) a fournis pour le block Pirineo, de lignes sismiques en 2D générées à partir d'un block sismique 3D, les bases de données des diagraphies (logs) correspondants à 19 puits et les rapports de production pétrolière des puits.

Il a été possible d'associer cette information, aux données géochimiques et pétrographiques développées au cours de ce travail. Les marqueurs thermiques pour le calibrage du model comme le pouvoir réflecteur de vitrinite (%Ro) et la température des puits étudiés (Bottom Hole ***Temperature*** *BHT*), ont été étudiés principalement dans l'ensemble avec les porosités et les perméabilités mesures par logs et dans le laboratoire.

Les modèles de migration ont été calibrés avec la pression, la température et la composition (*PTX*) des inclusions fluides. Ces calibrations ont permis d'améliorer les résultats de modélisation par rapport aux travaux de recherche précédents.

Les marqueurs étudies dans ce travail, ont contribué à développer une caractérisation intégrale du bassin, qui servira pour répondre aux événements ou caractéristiques géologiques qui ont donné lieu à la formation, la transformation, la migration et au stockage des hydrocarbures et de gaz associés dans le Bassin de

Sabinas. Cette partie du travail de thèse, a été complétée en considérant la modélisation géométrique 3D, inexistante dans le passé pour la zone d'étude, pour calculer de volumes bruts de roche.

Origine du Bassin de Sabinas

L'histoire géologique du Nord-Est (NE) du Mexique est liée à l'origine du Golfe du Mexique, où sa formation était commencée dans le Triasique Supérieur avec la séparation de la plaque Nord Américaine des plaques Africaine et Sud Américaine (Salvador, 1987, 1991; Eguiluz de Antuñano 2001; Goldhammer et Johnson, 2001). Cette séparation des plaques a provoqué la formation de « grabens » et « horsts », qui ont déterminé la distribution des mers et des terres émergées pendant le Mésozoïque (Grottes, 1988). Le Bassin de Sabinas, avec une surface de 37000 km^2, est situé dans cette région du NE du Mexique, dans la partie centrale de l'État de Coahuila et la partie occidentale de l'Etat de Nuevo Leon.

Le Bassin de Sabinas est un bassin sédimentaire mésozoïque, avec des épaisseurs de plus de 5000 m de roches silicoclastiques carbonatées et ***évaporitiques***, déposées en milieu marin (Román-Ramos et Holguín-Quiñones, 2001; Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007). Ce bassin a son origine avec la subsidence des blocs formés durant les mouvements verticaux des plaques, en cessant les efforts de compression des Orogénies Permo-Triasiques, mêmes qui ont donné lieu à l'origine de la formation de la chaine orogénique Marathon Ouachita (Márquez-Domínguez, 1979).

Du Jurassique au Cretacique tardif, la subsidence a été constante et persistante, avec de légères oscillations dans le niveau de la mer, en traçant les éléments paléogéographiques pendant le Jurassien et néocomien. Ces éléments sont délimités, au sud par la Péninsule de Coahuila, au nord par la Péninsule de Tamaulipas, et entre les Îles de Monclova et de la Mula (Márquez-Domínguez, 1979). Ces éléments ont grandement influencé la sédimentation postérieure et ont encadré le Golfe de Sabinas.

Cuevas (1988), a proposé trois étapes principales de cette évolution:

1) Un état initial de rupture o *rift* qui a compris le faillaient de blocs et la formation de grabens pendant le Mésozoïque
2) Une étape de subsidence thermo tectonique, pendant laquelle s'est déposée la séquence du Mésozoïque supérieur (Jurassique-Tardif Cretacique-Tardif)
3) La terminaison de la subsidence, dû à la déformation intense et au faillaient inverse, qui a provoquée le soulèvement de la région pendant l'Orogénie Laramide (Cretacique Tardif - Tertiaire initial)

Les travaux géologiques effectués dans la région NE du Mexique se focalisent à comprendre l'évolution paléogéographique, structurelle et stratigraphique. En effet, l'existence d'hydrocarbures dans le bassin a exigé une étude ponctuelle, pour comprendre son fonctionnement au cours de son histoire. Les plus importants sont les suivants: Hill (1887); Dumble (1895); Aguilera (1906); Böse (1906, 1913, 1921); Haarman (1913); Jones (1925); Böse et Cavins (1927); Müllerried (1927, 1944, 1948); Tatum (1931); Kellum (1932, 1936 a, b, 1937, 1949); Waitz (1932); King (1934); Imlay (1936, 1937 a, b, c); Kellum *et al.,* (1936); Kelly (1936); Singewald (1936); Humphrey (1941, 1949, 1956, a b); Maldonado (1949); Lozano (1951); Díaz (1952); Humphrey et Díaz (1954); Cserna (1960); Smith (1970); Ekdale *et al.,* (1976); López-Ramos (1981); Fortunato et Ward (1982); Jones *et al.,* (1984); Longoria, (1984); Tinker (1985); Padilla et Sánchez (1986, a b); Young (1986); Frame et Salles (1987); McKee *et al.,* (1988); Santamaría-Orozco (1990); Ramos et Márquez (1993); Moran-Zenteno (1994); Lehmann *et al.,* (1998, 1999); Goldhammer (1999); Wilson (1999); Eguiluz de Antuñano (2000, 2001, 2003, 2007); Gray *et al*., (2001); Román-Ramos et Holguín-Quiñones (2001); Giles et Lawton (2002); González-Partida (2003, 2007); Chávez-Cabello *et al.,* (2005, 2007); Padilla et Sánchez (2007); entre autres.

Toutefois les travaux de recherche les plus récents, développés avec l'application de techniques géochimies, géophysiques, pétrographiques et de modélisation numérique pour la Bassin de Sabinas, nous montrent :

a) Une érosion considérable qui va de l'ordre de 1 au 7 Km (Ewing, 2003), résultat de l'Up-lift de l'Orogénie Laramide,

b) Une évolution du flux de chaleur actuelle qui oscille entre un maximum pour le Jurassien Tardif de 120 MW/m^2 et un minimum de 60 MW/m^2 pour l'actuelle (Piedad-Sánchez, 2004; Ménétrier, 2005; Camacho-Ortegón, 2008, a, b, c; Piedad-Sánchez, 2009). Cette évolution thermique a provoqué que la roche mère La Casita se trouve actuellement dans la phase finale de la fenêtre du gaz.

L'intérieur du bassin de Sabinas est divisé par de petits bassins comme est le cas du Sub-bassin de Sabinas ou Région Carbonifère (Corona-Esquivel *et al.,* 2006), cette zone comprend une surface de 10000 km^2. Elle est potentiellement importante par sa production de charbon de type sub-bituminé qui est stocké dans la Formation Olmos.

Cette région Carbonifère est vitale dans l'économie du NE du Mexique. Actuellement, la production de charbon et du coke, est la principale source énergétique utilisée par l'industrie sidérurgique, ainsi que par les ***centrales thermoélectriques***. Ces industries sont alors, les plus importantes pour le développement économique du NE de l'État de Coahuila. S'estime que les réserves de charbon sont de l'ordré de 1200 millions de tonnes. Elles sont actuellement exploitées en utilisant deux systèmes d'exploitation à l'échelle industrielle, par des mines souterraines ou des mines à ciel ouvert (Eguiluz de Antuñano, 2003; Corona-Esquivel, *et al.,* 2006).

L'étude des propriétés des charbons de la Formation Olmos (Martínez, 1982, Flores-Espinoza, 1989) présente, pour cette zone, une érosion probablement plus agressive vers le NW (et moins dans le NE) par rapport au reste du Bassin (Piedad-Sánchez, 2004). Ces érosions peuvent atteindre entre les 600 m et les 2300 m, calculées en considérant la thermicité (%Ro ou pouvoir réflecteur de la vitrinite) présente dans la Formation Olmos.

La production, la migration et le stockage de gaz dans le Bassin de Sabinas s'est fait avant l'Orogénie Laramide, dans une profondeur maximale de 5 à 8 Km (roche mère La Casita). Au même temps, des réservoirs inférieurs ont été fracturés, c'est qui a provoqué que l'hydrocarbure puisse migrer vers des réservoirs moins profonds ou avec un âge plus récent (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Camacho-Ortegón, 2008, a, b, c).

Ces réservoirs se trouvent principalement dans la Formation La Virgen. Cette formation se divise en 5 couches ou membres (Márquez-Domínguez, 1979), et elle est considérée comme la roche couverture prédominante dans le bassin. Ceci est du au fait de sa présence au niveau régional et à la richesse des évaporites contenues dans son membre numéro 2.

Ce phénomène a probablement une relation avec l'absence d'accumulations d'huile dans le Bassin de Sabinas. Probablement, chaque fois que La Casita a du produire d'huile, celui-ci à son tour par cracking secondaire produisait du gaz CH_4.

Dans ce travail nous avons étudié deux hypothèses à ce sujet de la non-existence de gisements d'huile:

La *première* correspond à la thèse, c'est-a-dire, que l'huile produite par la Formation La Peña a dû migrer et stockée dans de réservoirs supérieurs, lesquels ont été très probablement érodés pendant et après l'*uplift* Laramidique.

La *seconde,* que l'huile produite par la roche mère La Casita n'a pas réussi à migrer et il est passé de la fenêtre d'huile à celle du gaz d'une façon in-situ. Ceci est du au fait que le membre supérieure de La Casita et la Formation Barril Viejo - Menchaca, ont été de couvertures effectifs comme suggère Eguiluz de Antuñano (2007).

Dans ce contexte, nous considérons que la seconde théorie, pourrait être démontrée par les résultats des modélisations en 1D et 2D en confirmant que la fenêtre d'huile a été bien avant l'Orogénie Laramide. Ce fait, suggère qu'il y avait peu de fractures et peu de circulation d'eau dans cette époque.

Dans des affleurements minéraux, à côté de failles régionales San Marcos (Chávez-Cabello, 2005) et La Babia (Charleston, 1981), des inclusions fluides avec des huiles légères ont été trouvés dans des minéraux de fluorine (González-Partida, *et al.,* 2002; González-Sánchez, 2008; Camacho-Ortegón, *et al.,* 2008b; Zamorano, 2008). Ces failles apparentement peuvent être les routes principales de migration. Toutefois, l'hypothèse proposée dans ce travail nous indique que l'huile provient de la Formation La Peña, puisque pour l'Orogénie Laramide, cette formation était dans

la fenêtre à l'huile et La Casita dans la fenêtre à gaz, ce qui indiquerait que l'huile migrerait avec des saumures, qui ont donné naissance à ces corps minéraux de fluorine et celestine.

Les failles La Babia et San Marcos sont actuellement considérées comme les failles régionales plus importantes dans le bassin. Il est aussi possible que l'huile à utilisé le complexe réseau des failles existant dans le bassin, comme route de migration latérale jusqu'à trouver les failles régionales.

On imagine que ces failles ont peut-être aidé à vider les réservoirs d'huile, en entamant une première migration d'huile. L'hypothèse de l'existence de cet huile, indique que les hydrocarbures ont migré accompagnes avec des saumures, en forme des inclusions enveloppées dans des cristaux hôtes au moment de sa cristallisation, (Gonzáles-Sánchez, 2008; Camacho-Ortegón, 2008b).

Le Bassin de Sabinas, possède une grande quantité de plays pétroliers. Parfois, on trouve des plays avec un seul ou des plays avec plus de 10 puits. Ces plays pétroliers sont situés principalement dans des zones anticlinales, où les conditions de remplissage sont plus propices, étant donne que le système des failles a contrôlé la migration des hydrocarbures vers ceux-ci.

Actuellement, une grande quantité des puits du bassin se trouvent hors d'opération, par des problèmes comme un bidonnage industriel de l'hydrocarbure, une pollution avec CO_2, des accidents mécaniques ou des problèmes d'inondation avec de l'eau salée. Les puits qui sont actuellement actifs, produisent du gaz CH_4 sec, et dans de petits pourcentages du CO_2, H_2S et N. Le play Pirineo, découvert pendant l'année 2001 par PEP-PEMEX et opéré par Monclova Pirineo Gas S. A., est actif et produit du CH_4 dans la Formation La Virgen (membre I) et La Casita. Ce play est actuellement le plus productif dans la zone d'étude, ce pourquoi elle sera plus détaillée au cours de ce travail.

L'utilisation des techniques de modélisation numérique, pour étudier le Bassin de Sabinas, a permis de définir des paramètres qui aident à comprendre et à soutenir l'hypothèse du fonctionnement du système pétrolier, considérant la circulation de

l'eau. Le fait d'étudier le Bassin de Sabinas, est important par sa relation avec l'histoire de la formation du Golfe du Mexique, puisque c'est un bassin d'avant-pays avorté, régie par une géodynamique complexe (Grottes, 1988), ainsi que par les transgressions et les régressions marines qui ont donné naissance aux éléments étudiés (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007).

En accord avec les analyses et les observations microscopiques des échantillons étudiés, on trouve que la genèse minérale des formations du bassin est contrôlée par la circulation de fluides. Ces observations déjà rapportées dans la littérature (González-Partida, 2003, 2008; Tritlla *et al.,* 2007; González-Sánchez, 2008, 2009) peuvent être le résultat de réactions de sulfate-réduction de type TSR, produit d'une interaction eau et roche constante, probablement en relation avec la présence de CO_2 et H_2S dans le bassin.

Il est clair aussi que le manteau basaltique, qui est sous la Formation Olvido et Lechos Rojos, peut apporter ce type des gaz et avoir ce type de réactions. Cet apport de gaz s'explique avec l'analyse des isotopes de $\delta^{13}C$, lesquels peuvent démontrer son origine magmatique et/ou organique (Schoell, 1983; pour une roche mère de type II et III).

Le système de failles profondes, qui coupent le bassement, s'observe dans des images séismiques en 2D. Ces failles profondes ont probablement fonctionné comme route de migration du CO_2 en se mélangeant avec les hydrocarbures. Ceci a pressurisé les réservoirs, et en interagissant avec les minéraux des formations du bassin ont provoqué un bilan de masse caractéristique d'un événement du type TSR, en produisant de la porosité et des nouveaux minéraux complexes, avec des précipitations de soufre élémentaire.

Les principaux objectifs de ce travail se résument en 10 points:

1) Avoir une meilleure compréhension du système pétrolier et des interactions eau-roche.
2) Déterminer pour les roches mères, le potentiel pétrolier initial (TOC-IH).
3) Déterminer l'origine du CO_2 et du H_2S dans le bassin.
4) Décrire l'évolution physico-chimique des roches, et son comportement pour mieux comprendre la présence des systèmes du type BSR et TSR.

5) Proposer une cinétique de transformation de la matière organique pour la roche mère La Casita, à partir des mélanges des cinétiques de base, pour former du CO_2.
6) Déterminer l'érosion dans la zone étude, en considérant le %Ro, HF, la température de surface et de l'épaisseur de l'eau.
7) Détermination de l'évolution du flux de chaleur, cohérente avec l'évolution thermique et d'autres marqueurs utilisés.
8) Définir une ***paléobathymétrie*** hypothétique.
9) Détermination des événements les plus importants pour la migration et le remplissage des réservoirs.
10) Étudier l'origine de l'huile, présent dans les inclusions fluides de minéraux de fluorine, sa relation avec les roches mères du bassin, et effectuer une interprétation en fonction des étapes tectoniques, thermiques et de circulation de fluides.

Dans ce travail, grâce à la grande quantité d'analyses réalisés ainsi qu'à l'information fournie et produite, on peut s'avancer à dire que ce travail apportera sans doute, des nouvelles informations importantes pour mieux comprendre le fonctionnement du Bassin de Sabinas.

Les thèmes les plus importants qui abordent ce travail sont:

I. L'origine de la matière organique déterminée en appliquant la pétrographie organique et de florescence, avec laquelle, plusieurs groupes des maceraux ont été identifiés. Ces maceraux correspondent au mélange de matière organique dû sans doute à l'histoire d'un apport continental (provenant de l'Île de Coahuila et de l'archipel de Tamaulipas, réglés dans les niveaux néritique et néritique moyen du bassin). L'analyse des paléo environnements, dans ce travail, provient du fait du besoin des épaisseurs marines pour réaliser une modélisation numérique correcte. Dans ce sens, une analyse ***paléobathymétrique*** du bassin a été faite en fonction, du type d'atmosphère de chaque formation et de travaux préalables de paléontologie qui décrivent les espèces marines qui ont habité le bassin. La courbe d'Exxon (Haq *et al*., 1987; Vail *et al*., 1991; Nelson, 1997; Hancock, 1993), permet d'obtenir une hypothèse pour définir l'histoire de l'épaisseur marin dans ce bassin.

II. Dans cette étude, l'observation pétrographique de transformations organique-minéraux (du type BSR et TSR) est nécessaire, pour comprendre les mécanismes suivants:

a) La première étape de sulfate réduction, par rapport à la matière organique et à la formation de sulfures à basse température.
b) La réactivité de la porosité existante dans les roches de réservoir.
c) Les apports de CO_2, produits au niveau des réservoirs.
d) Les complexes minéraux et les précipitations.

III. Les apports en géochimie organique et minérale sont les points suivants:

a) L'étude des interactions eau-roche et sa relation avec la porosité dans les diverses formations carbonatées du bassin.
b) L'étude isotopique δC^{13} du gaz qui permet l'étude diagénétique des mélanges de CO_2.
c) L'étude de la pyrolyse Rock-Eval 6, pour estimer le COT actuel et vérifier la présence des mélanges de matière organique. En plus, cette technique permet aussi d'évaluer les migrations de CO_2.
d) Le suivi des interactions entre diagénèse organique et minéraux, qui forment thermiquement le CH_4 et le CO_2.
e) Les observations sur les roches de couverture de haute richesse en évaporites, pour démontrer sa formation diagénétique.

IV. Ce travail montre les évaluations quantitatives résultantes des modèles géochimiques (1D et 2D), lesquelles permettent de proposer les paléoconditions du bassin pendant la diagenèse, ainsi que d'estimer:

a. Le flux de chaleur
b. L'érosion
c. Le potentiel pétrolier initial et à l'actuel
d. L'étape de fracturation et les chutes de pression dans le bassin
e. Les moments de migration de l'huile et du gaz
f. Le moment de remplissage des réservoirs
g. Le fonctionnement du bassin, pour une cinétique de type Arrhénius construite pour simuler la production de CO_2.

Pour la réalisation de cette étude, il a été nécessaire d'inclure de nouvelles techniques en considérant que la principale roche mère La Casita, est totalement transformée comme elle a été précédemment mentionné.

Ces techniques ont été utilisées pour étayer les hypothèses proposées dans ce travail, et pour développer de nouveaux paramètres de calibrage pour le modèle intégral de bassin, ainsi que pour déterminer les événements diagénétiques les plus significatifs.

Tout d'abord, concernant ces techniques, on peut commencer pour mentionner l'analyse par diffraction de rayons X (DRX), avec laquelle on détermine quantitativement la minéralogie des formations étudiées. Ceci, a permis de vérifier,

l'existence d'une transformation diagénétique produite principalement par l'interaction eau roche, ainsi que l'étude et la caractérisation d'inclusions fluides avec des hydrocarbures (Pironon, 2004).

Cette méthode comprend plusieurs étapes:

I. Une pétrographie appliquée aux inclusions fluides, afin de localiser celles qui sont en accord aux lois de ROEDER.
II. L'analyse en florescence des inclusions fluides, avec une identification et une différenciation des inclusions aqueuses dont ils contiennent de l'huile.
III. La microthermométrie, qui donne la température de homogénéisation (*Th*) nécessaire pour le modelé AIT, ainsi que la température de la dernière fusion (*Tm.*) nécessaire pour le calcul de la salinité de la saumure à l'intérieur de l'inclusion (Bodnar et Vityk, 1994).
IV. La microsonde RAMAN, permet l'estimation de la fraction molal du CH_4, qui est dissoute dans les inclusions aqueuses à travers de l'étude microspectrométrique (Dubessy, 2002).
V. Un modelé AIT est appliqué avec les inclusions fluides, en utilisant des équations d'état, pour étudier son système. Celui-ci, génère des ***isoplèthes*** et des isochores de chaque système dans l'espace pression et température (P-T). L'intersection des isoplèthes et des isochores représente le meilleur approche de conditions thermobarométriques de la formation des inclusions (Pironon, 2004; Gonzalez-Partida, 2008a).

Pour la partie de modélisation plusieurs logiciels ont été appliqués. Le Surfer® V8 et l'Autocad® Civil 3D 2009 s'appliquent normalement pour la cartographie, la topographie et l'ingénierie. Toutefois, ils sont appliqués ici pour référencier géographiquement les limites de chaque formation et les épaisseurs, en fessant les modèles, à partir de cartes isopach et de colonnes lithologiques des puits du Bassin de Sabinas. L'utilisation de ces données a permis le calcul de volumes bruts des roches avec gOcad® (modèle de géo-simulation 3D).

PetroMod® V10, est un modèle utilisé pour simuler des systèmes pétroliers en 1, 2 et 3 dimensions. Dans ce travail, on a appliqué ce modèle en 1 et 2 dimensions pour déterminer les conditions qui ont régné dans le bassin depuis sa formation jusqu'au présent, ainsi qu'un scenario qui correspond à la pression lithostatique et hydrostatique au cours du temps. Ce calcul permet de déterminer le moment de fracturation des roches, et de localiser les migrations des hydrocarbures. Au même temps, les modèles géochimiques 2D proportionnent information essentielle pour calculer l'épaisseur réelle des roches mères au moment de leur procès de dépôt, en reculant le modèle dans le temps.

Ces épaisseurs sont intégrées dans une base de données avec la relation entre l'épaisseur actuelle et l'épaisseur initiale, ce qui permet d'obtenir la vitesse de sédimentation. Cette vitesse est utilisée dans la méthode proposée par Ibach (1982) pour définir le TOC des roches mères, dans le Bassin de Sabinas. l'IH a été obtenu en appliquant la procédure décrite par Claypool (2002 en Peters *et al.,* 2007).

Une autre application de sections séismiques modelées avec Petromod, est de les exporter dans gOcad® pour visualiser les accumulations des HC. Ceci, est pour mener une comparaison entre les réservoirs reportés par PEP-PEMEX et les reportés par PetroMod® 2D. Les résultats, permettent de démontrer s'il existe une coïncidence dans tous les plays reportés par PEP-PEMEX et de confirmer que le modèle géochimique 2D montre de nouvelles accumulations non définies précédemment.

En général, les limites de résultats obtenus par l'analyse du modelé numérique sont aussi les limites du calcul numérique, étant donné les hypothèses proposées et quelques fois, par la quantité limitée d'analyses chimiques et physiques des échantillons.

Plusieurs calibrages sont proposés pour définir ces hypothèses. Chaque fois que la caractérisation géochimique et pétrographique, des échantillons de 8 carottes et 162 de cuttings (sur 15 puits exploratoires), a été possible. Ainsi, l'étude petrophysique de 19 puits a été parallèlement utilisée, avec l'information sur les limites de formation de 177 puits, distribués dans la Bassin de Sabinas et Piedras Negras.

La structure de cette étude est divisée en trois parties.

La première partie de cette thèse **(chapitre 1)** est consacré à la Géologie du Bassin de Sabinas, c'est-à-dire, à présenter d'une façon générale la géologie du bassin, la stratigraphie, la lithologie, sédimentologie, paléoenvironnements, la tectonique, le vulcanisme et ses études actuels. Ce chapitre résume aussi les différentes étapes de la formation du système pétrolier.

Le **chapitre 2,** pétrographie et géochimie des roches mères, résume l'origine, la composition et la nature de la matière organique sédimentaire, ainsi que l'influence de la genèse géologique et sont évolution.

Pour montrer l'importance en la précision des observations et analyses effectuées, on décrit celles-ci dans le **chapitre 3**, c'est-à-dire, on décrit les procédures analytiques et techniques expérimentaux. Dans cette partie on décrit aussi, les techniques analytiques traditionnelles en géochimie organique et inorganique, ainsi que de nouvelles techniques analytiques appliquées dans ce travail. Les modèles numériques utilisés et les logiciels (qui ont aidé au développement de ces modèles) sont aussi décrits dans ce chapitre.

Le chapitre 4 présente la description de puits étudiés, aussi que: certaines caractéristiques, leur échantillonnage et ses propriétés. (*Note : pour des raisons de confidentialité en accord avec PEMEX, toute information des puits concernant sur les localisations géographiques et les histoires de production, est supprimée dans ce chapitre*)

Le **chapitre 5**, présente les résultats d'interprétation des analyses pétrographiques et géochimiques. Ce qui permet d'obtenir une idée plus précise sur l'origine, la préservation et le potentiel pétrolier initial des roches mères. Ce chapitre montre les résultats et des interprétations bibliographiques, des analyses en géochimie organique et inorganique, pour avoir une meilleure compréhension de la nature, de l'origine des phénomènes physico-chimiques qui à préservé, affecté et transformé la matière organique et inorganique dans le bassin.

Le chapitre 6, décrit les résultats des observations pétrographiques et géochimiques pour la circulation et la migration de l'huile et du gaz. Ceux-ci, considèrent les paramètres de paléopression et paléotempérature des inclusions fluides, avec la migration de l'huile et gaz, ainsi que la chronologie des néoformations diagénétiques des minéraux (qui sont précipités et dissous dans la roche). On souligne le développement thermodynamique, des réactions d'interaction eau-roche, et les résultats, ils sont comparés avec les productions actuelles des puits de production.

Dans le **chapitre 7,** présente les résultats de la modélisation numérique en 1D, 2D et 3D. Ce chapitre montre, à l'aide de l'information présentait dans les chapitres 4, 5 et 6, les calibrages thermiques et tectoniques du model géochimique réalisés pour la formation et la migration d'hydrocarbures. Il aussi été considéré dans ce chapitre, la formation du CO_2 organique et inorganique (transformation de carbonates) qui pourrait avoir été produit dans le bassin. La tectonique souligne la relation de l'uplift pendant l'Orogenesis Laramide, avec l'expulsion et la migration des hydrocarbures et la formation de minéraux.

Ce chapitre présente aussi, les détails techniques de l'opération et de l'application du model numérique, en utilisant les outils et programmes alternatifs, ainsi que les résultats obtenus dans les techniques analytiques. En particulier, en utilisant de nouvelles énergies d'activation différentes à celles proposées dans la littérature, sur les formations de l'huile et du gaz (CH_4 et CO_2). Ceci permet d'obtenir un calibrage intégral, en considérant les évaluations de production de H_2S dans les réactions TSR au niveau du bassin. On décrit la façon de construire la cinétique utilisée dans le modèle et les réactions ***stœchiométriques*.** L'application du modèle gOcad® dans l'analyse du bassin il permet la représentation en 3D des résultats du modèle 2D.

L'étude des réactions BSR et TSR est proposée dans le **chapitre 8,** où on étudie l'évolution de ces réactions avec le temps, l'enfouissement, la thermicité et la circulation de fluides. Une analyse de l'évolution du système pétrolier est proposée considérant plusieurs étapes dans ce type de réactions.

Finalement, dans le **chapitre 9**, se présentent les conclusions générales et les perspectives. Dans cette dernière partie, ce travail de thèse il sera conclu, en recréant l'histoire du bassin, avec une description détaillé de sa genèse, par rapport à une évaluation de la formation et l'accumulation du gaz actuel du bassin de Sabinas.

Une des perspectives proposées, est le remplissage de CO_2 dans les réservoirs vides, séquestration de CO_2.

Primera Parte:

Capitulo 1: Generalidades

Geología de la Cuenca de Sabinas, Noreste de México.

1. Geología de la Cuenca de Sabinas, Noreste de México.

Este capitulo esta destinado a una presentación general de la geología de la Cuenca de Sabinas, sobre los conocimientos actuales incluyendo la litoestratigrafía paleoambientes y tectónica.

1.1 La Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas, posee un área de 37000 km^2, y esta situada en el noreste de México (Figura I.1), en la parte central del Estado de Coahuila y occidental de Nuevo León.

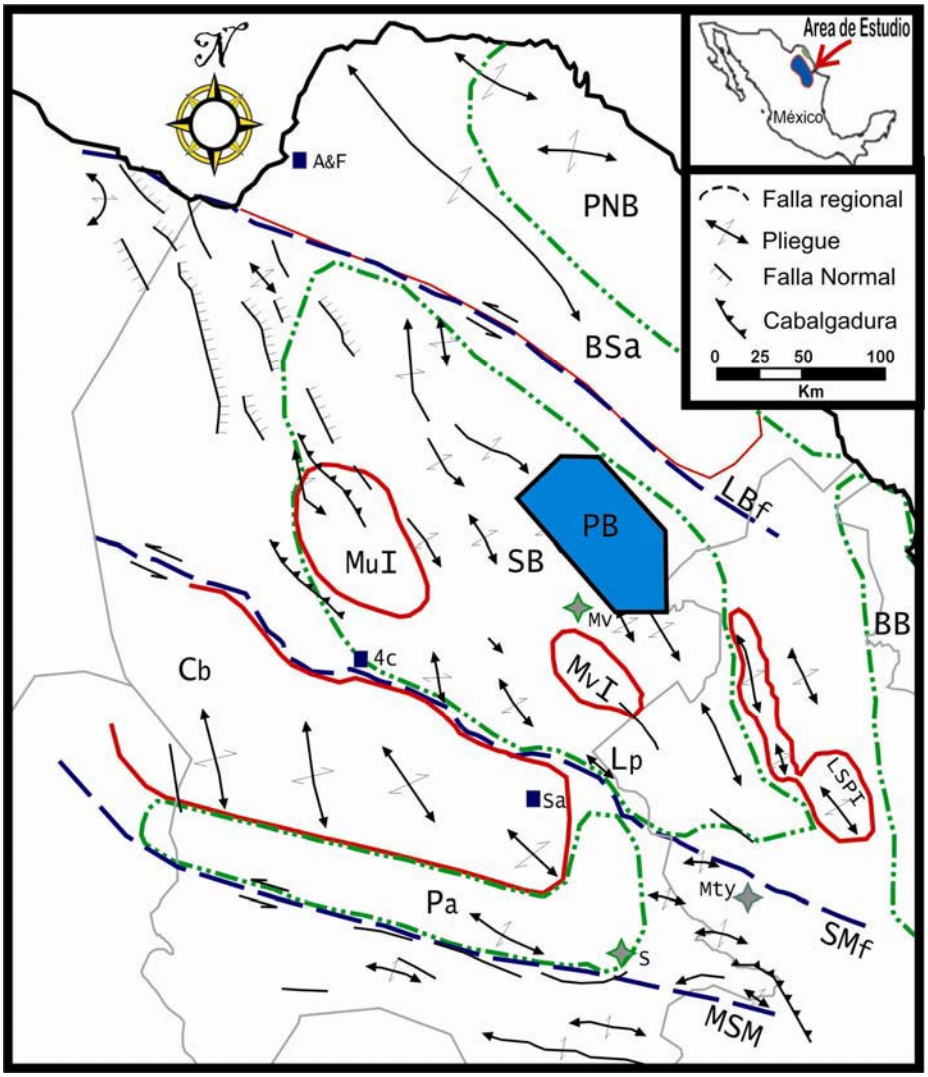


Fig. I.1. Localización del área de estudio y sistema de fallas referidas en este trabajo. Abreviaciones; A&F, Minas Alicia y Fácil; BB, Cuenca de Burgos; BSa, Archipiélago Burro-Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; LSPI, Isla Lampazos-Sabinas-Picacho; Lp, Cuenca La Popa; MSM, Mega-falla Mojave-Sonora; Mty, Ciudad de Monterrey; Isla La Mula; Mv, Ciudad Monclova; MvI, Isla Monclova; Pa, Cuenca de Parras; PB, Bloque Pirineo; PNB, Cuenca de Piedras Negras; S, Ciudad Saltillo; Sa, Mina San Agustín; SB, Ciudad Sabinas; SMf, Falla de San Marcos; 4C, Mina Cuatrocienegas. Modificado de Goldhammer y Johnson (2001).

Los sedimentos en la Cuenca de Sabinas son de edad mesozoica, con espesores de más de 5000 m de rocas siliclasticas carbonatadas y evaporiticas (Figura I.2), depositadas en ambiente marino (Márquez-Domínguez, 1979, Román-Ramos y Holguín Quiñones, 2001, Eguiluz de Antuñano 2001, 2007). Tiene sus orígenes en la subsidencia de bloques formados durante los movimientos verticales de reacomodo (Tratogenia), al cesar los esfuerzos compresionales de las Orogenias Permo-Triasicas, mismas que dieron origen a la formación del cinturón orogénico Marathon Ouachita. (Márquez-Domínguez, 1979).

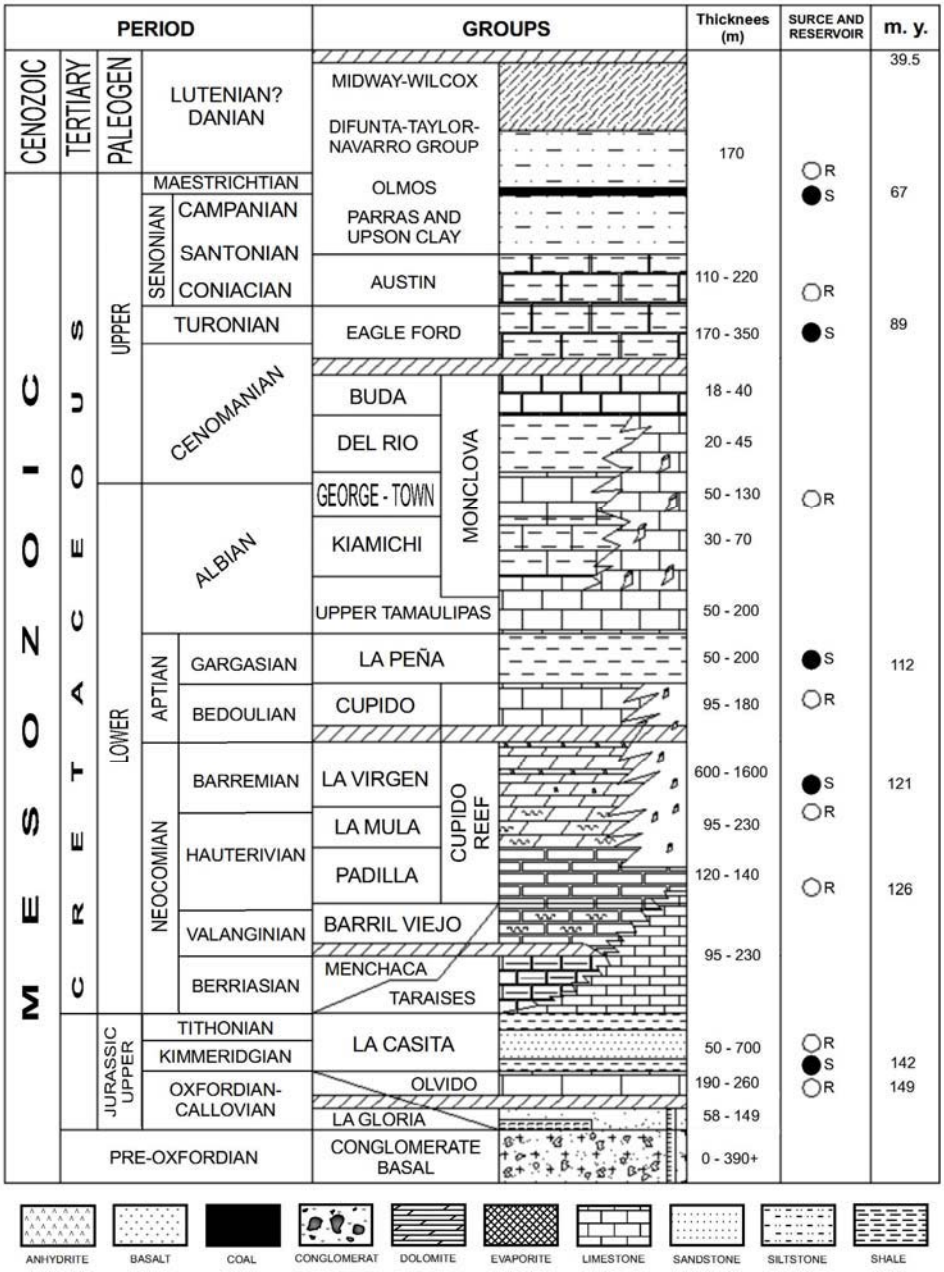


Fig. I.2. Columna estratigráfica de la Cuenca de Sabinas. Modificado de Santamaría-Orozco *et al.*, (1991), y Eguiluz de Antuñano (2001).

Esta cuenca esta constituida por grandes planicies, resultado de la erosión y del intemperismo por la sucesión de anticlinales y sinclinales, formados por la actividad tectónica durante la Orogenia Laramide (Eguiluz de Antuñano, 2001).

1.2 Historia geológica

La configuración estructural y estratigráfica actualmente reconocible de esta región (Figura I.2), inicia con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer, 1999). A partir del mismo, la evolución paleogeográfica desde el Mesozoico hasta el Cenozoico del noreste de México se relaciona estrechamente con la apertura y evolución del Golfo de México (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Padilla y Sánchez, 1986b; Winker y Buffler, 1988; Wilson, 1990). Ello condicionó la evolución estratigráfica de la región durante el Cretácico, hasta la Orogenia Laramide, entre el Cretácico Superior al Terciario Inferior (Goldhammer, 1999, Chávez-Cabello, 2005).

El rompimiento y separación de Pangea propició la formación de pilares y fosas tectónicas que contribuyeron a la distribución de altos y bajos estructurales que a su vez, controlaron en adelante los patrones sedimentarios de la región (Padilla y Sánchez, 1986b), y posteriormente determinaron los estilos estructurales laramides (Wilson, 1990).

Los principales elementos tectónicos originados durante la etapa de *rifting*, comprenden altos de basamento, entre los que destacan el Bloque de Coahuila, La Península de El Burro – Peyotes, el Archipiélago de Tamaulipas, y las Islas de La Mula y Monclova, así como bloques bajos de basamento que conforman la Cuenca de Sabinas (Figura I.1). La composición litológica de los bloques es diferente debido probablemente a que estos son alóctonos, transportados por movimientos de fallas regionales con desplazamiento lateral (Chávez-Cabello, 2005).

El Bloque o Isla de Coahuila (Figura I.1) es un alto de basamento que está intrusionado por rocas graníticas a granodioríticas de edad Permo-Triásica (Wilson *et al.,* 1984). Hacia el oeste, en el área del Valle de Acatita – Las Delicias, el Bloque de Coahuila presenta una sucesión volcanoclástica del Pennsilvánico Medio al

Pérmico (McKee *et al.,* 1988; Wilson, 1990). Aunque no aflora su basamento se infiere que probablemente es Proterozoico por las firmas isotópicas de los intrusivos Permo-Triásicos (López *et al*., 2001).

El Bloque de Coahuila está delimitado al norte por una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos, muy posiblemente activa durante la etapa de *rifting* del Triásico Tardío al Jurásico Tardío (Charleston, 1981; Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello *et al.,* 2005), y al sur está delimitado por La Cuenca de Parras (Figura I.1).

Actualmente, el área ocupada por el Bloque de Coahuila se caracteriza por la presencia de carbonatos de plataforma del Cretácico, ligeramente deformados por la Orogenia Laramide (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Johnson, 1989; Johnson *et al.,* 1991).

El Archipiélago de Tamaulipas (Figura I.1), se localiza al Este de la Cuenca de Sabinas y presenta una orientación al Noroeste. El basamento de este arco está constituido por intrusiones Permo-Triásicas consideradas como los remanentes de un arco de islas del Paleozoico (Goldhammer, 1999). Su límite oriental lo forma una falla regional lateral derecha, denominada Falla Tamaulipas – Chiapas (Pindell, 1985; Wilson, 1990).

La Península El Burro – Peyotes (Figura I.1) constituye un alto de basamento al norte de La Cuenca de Sabinas, (en aparente continuidad con el Archipiélago de Tamaulipas [Wilson, 1990]), cuyo basamento está formado por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Superior, delimitada en su parte sureste por la Falla La Babia (Charleston, 1981).

1.3 Cuencas Aledañas

Otras cuencas aledañas a la de Sabinas son las cuencas de Parras y La Popa (Figura I.1), las cuales se desarrollaron durante el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano). La Cuenca de Parras está limitada al norte y noreste por el Bloque

de Coahuila y la Falla de San Marcos, y al sur y sureste por el frente de la Sierra Madre Oriental.

La Cuenca de La Popa está limitada al norte, este y oeste por la Faja Plegada de Coahuila, y al sur por la Sierra de La Gavia que la separa de la Cuenca de Parras (Figura I.1). Ambas cuencas presentan cerca de 5000 m de sedimentos siliciclásticos terrígenos marinos someros y deltáicos del Campaniano-Maastrichtiano perteneciente al Grupo Difunta (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999; Figura I.1).

En las porciones sur y este de la Cuenca de Parras, en las zonas próximas al frente de la Sierra Madre Oriental, las estructuras son muy alargadas, vergentes hacia el norte, y presentan pliegues apretados y cabalgaduras menores con ejes paralelos al frente de la sierra. Hacia el norte de estas áreas de la cuenca, la intensidad de la deformación es menor (Goldhammer, 1999).

En la Cuenca de La Popa, la deformación se caracteriza por amplias elevaciones dómicas generadas por diapiros de sal y sinclinales erosionados (Johnson, 1989). Sin embargo al término del Cretácico tardío (Campaniano), la cuenca experimento los primeros efectos de la deformación Laramide, obligando a una regresión general del nivel del mar hacia el oriente, y motivando que empezaran a formarse deltas, que finalmente en el Maastritchtiano, formaran los yacimientos de carbón sub-bituminoso de la Formación Olmos.

Esta formación tuvo lugar en una extensa planicie deltaica, en la zona conocida como sub-cuenca de Sabinas o Región carbonífera (Figura I.3), caracterizada por una vegetación exuberante y la presencia de amplias e irregulares zonas palustres, en las cuales se acumulo y preservo la materia orgánica TIII (Corona-Esquivel, 2006).

Esta Región carbonífera comprende un área de 10000 km^2, y se ubica en la porción norte-central del Estado de Coahuila, extendiéndose al oriente hasta incluir una pequeña área del Estado de Nuevo León, (Robeck *et al.*, 1956, 1960; Flores-Galicia 1988; Flores-Espinoza 1989; Brizuela, 1992).

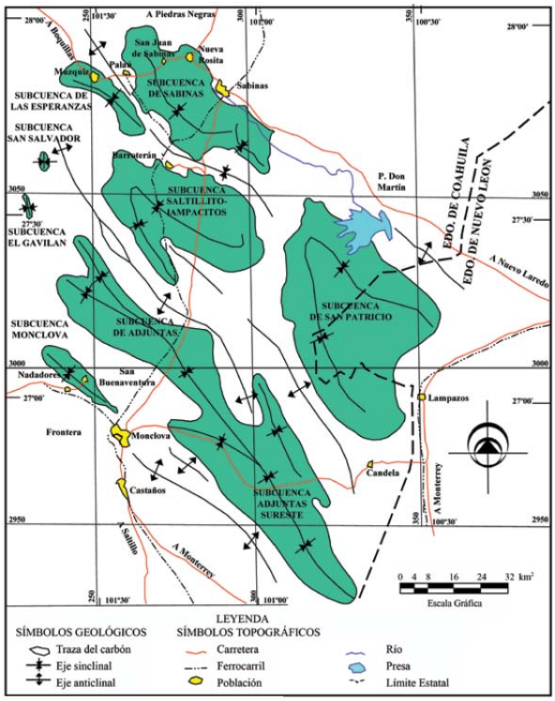


Fig. I.3. Localización de las sub-cuencas de Sabinas o Región Carbonífera. Areniscas ricas en carbón sub-bituminoso del Maestrichtiano Medio, pertenecientes a la Formación Olmos. (Tomado de Corona-Esquivel *et al*., 2006).

1.4 Estratigrafía del Mesozoico

Varios autores sugieren que en la Cuenca de Sabinas probablemente se depositaron capas rojas de grandes espesores del Jurásico Temprano del Grupo Huizachal (Goldhammer, 1999; Rueda-Gaxiola *et al*., 1999; Fastovsky *et al*., 2005). La acumulación de estas secuencias clásicas de *rift* probablemente se produjo en *grabens* y *semi-grabens*. También se produjo probablemente el emplazamiento de rocas volcánicas calcoalcalinas en las etapas iniciales e intermedias del desarrollo del *rift*, intercaladas con los conglomerados continentales (Garrison y McMillan, 1999). Posteriormente, se originó el depósito de evaporitas durante la primera trasgresión marina hacia el centro de la cuenca (Padilla y Sánchez, 1986a, b).

En el transcurso del Calloviano al Oxfordiano Inferior (Figura I.4), se depositaron secuencias de trasgresión marina compuestas por conglomerados, evaporitas intercaladas con rocas terrígenas de grano fino y carbonatos. Su espesor en conjunto sobrepasa los 2500 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). En el centro de la cuenca precipitaron principalmente evaporitas (anhidritas, yeso y sal), correspondientes a la Formación Minas Viejas (Eguiluz de Antuñano, 2001.) con un espesor original de 1000 m (Goldhammer, 1999). Hacia el Archipiélago de Tamaulipas, la sal grada a anhidrita y carbonatos interdigitados hacia la base de La

Formación Olvido, y a carbonatos de alta energía hacia su cima, con un espesor de 500 m en total (Eguiluz de Antuñano, 2001).

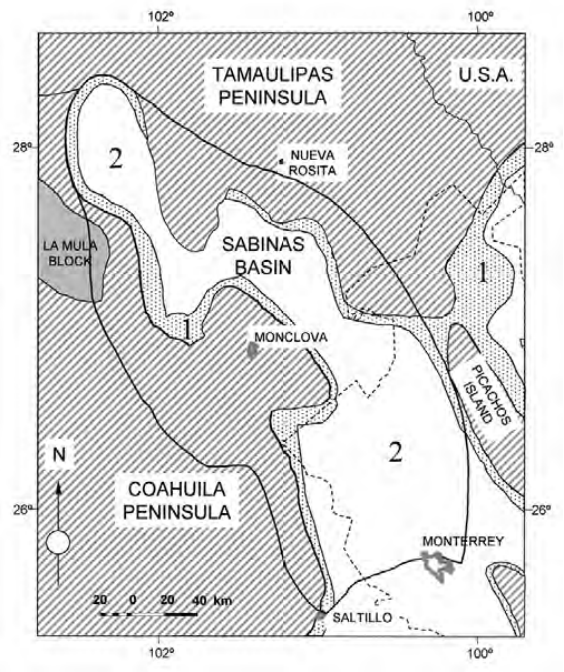


Fig. I.4. Paleoestratigrafía del Calloviano (?) al Oxfordiano inferior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Arenas de playa de la Formación La Gloria; y (2) facies del sabkha (sal, anhidrita, y carbonatos) de las Formaciones Minas Viejas y Olvido. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

En las áreas adyacentes a los bloques emergidos de basamento, en cambio, se desarrollan rocas de facies marinas someras compuestas por areniscas cuarzo-feldespáticas y conglomerados de la Formación La Gloria (Padilla y Sánchez, 1986b; Eguiluz de Antuñano, 2001). Esta formación presenta espesores entre 50 y 100 m, y sobrepasa los 600 m en las proximidades de los bloques de basamento. Hacia el centro de la cuenca (Figura I.4), la Formación La Gloria cambia transicionalmente hacia arriba a carbonatos de plataforma de La Formación Zuloaga (Oivanki, 1974).

Durante el Oxfordiano Superior, las facies de arenas de playa de la Formación La Gloria (Figura I.5) continúan depositándose de forma simultánea a los carbonatos y evaporitas de la Formación Olvido (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999). Desde el Kimmeridgiano Inferior al Tithoniano (Figura I.6 y I.7), conforme aumenta la subsidencia de la cuenca, las formaciones La Gloria y Olvido son cubiertas por lutitas negras de la Formación La Casita (p.e. Eguiluz de Antuñano, 2001) o Grupo la Casita (p.e. Humphrey, 1956b). Ésta está integrada por tres miembros: (1) el miembro inferior contiene lutitas carbonosas que cambian a facies de arenas costeras hacia los márgenes de la cuenca, (2) el miembro intermedio contiene

areniscas, interestratificadas con carbonatos, cuyo tamaño de grano aumenta hacia las orillas de la formación, y (3) el miembro superior está conformado por lutitas calcáreas negras y limolitas (Eguiluz de Antuñano, 2001). Los espesores de esta formación en su totalidad varían entre 60 y 800 m., y su edad abarca desde el Kimmeridgiano hasta la base del Berriasiano.

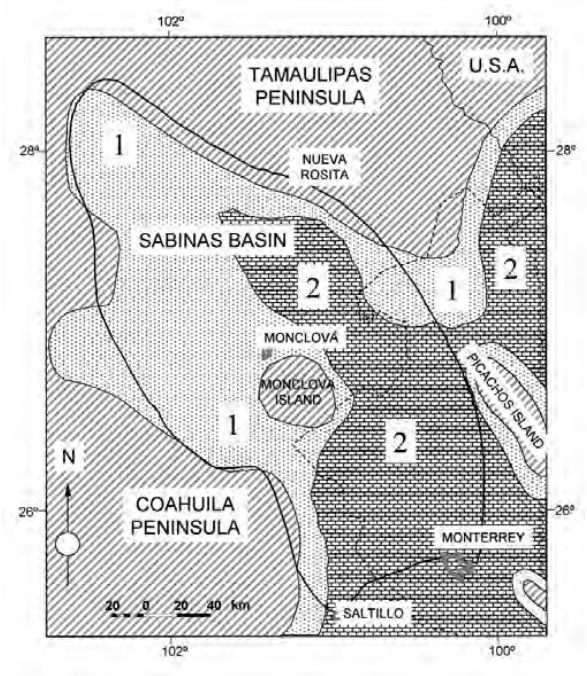


Fig. I.5. Paleoestratigrafía del Oxfordiano Superior – Kimmeridgiano Inferior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Arenas de del Shoreface de la Formación La Gloria; (2) carbonatos lagunales de la Formación Olvido. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

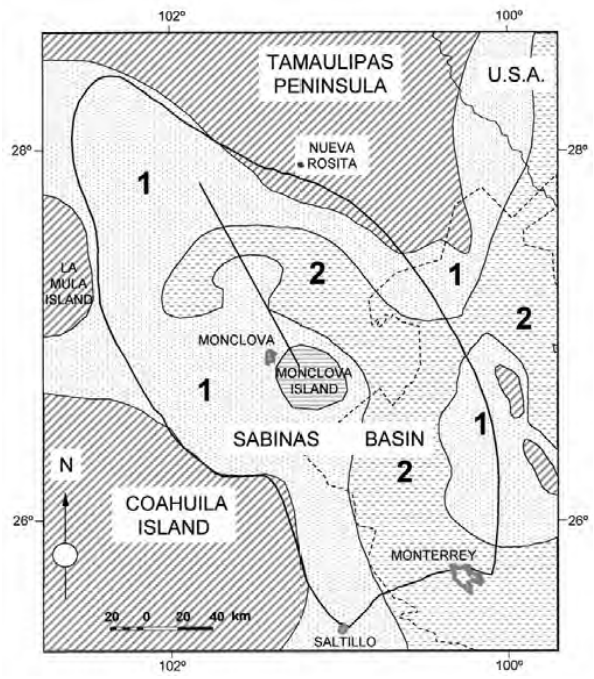


Fig. I.6. Paleoestratigrafía del Kimmeridgiano Medio en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies de Sandstone y (2) facies profundo-marina de lutitas de la Formación La Casita. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

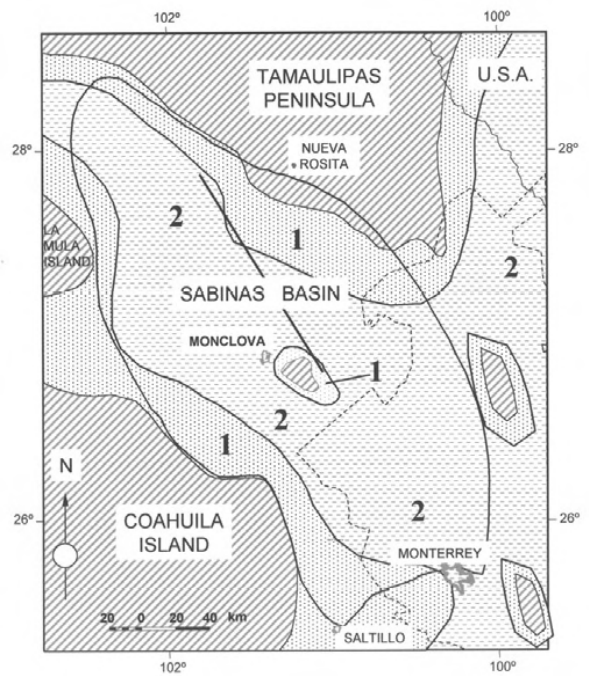


Fig. I.7. Paleoestratigrafía del Tithoniano en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Arenas de playa y (2) facies marino- profundas de lutitas de la Formación La Casita. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

En el Cretácico Inferior se acumularon sedimentos clásticos marinos someros y marginales gruesos, areniscas y lutitas de la Formación Barril Viejo, con espesores de 250 a 350 m., y una edad correspondiente al Hauteriviano Inferior (Figura I.9; Eguiluz de Antuñano, 2001). Hacia el sureste, esta formación cambia lateralmente a facies de carbonatos de plataforma marina de alta energía, correspondientes a la Formación Menchaca del Berriasiano (Figura I.8; Imlay, 1940), con espesores entre 250 y 300 m.

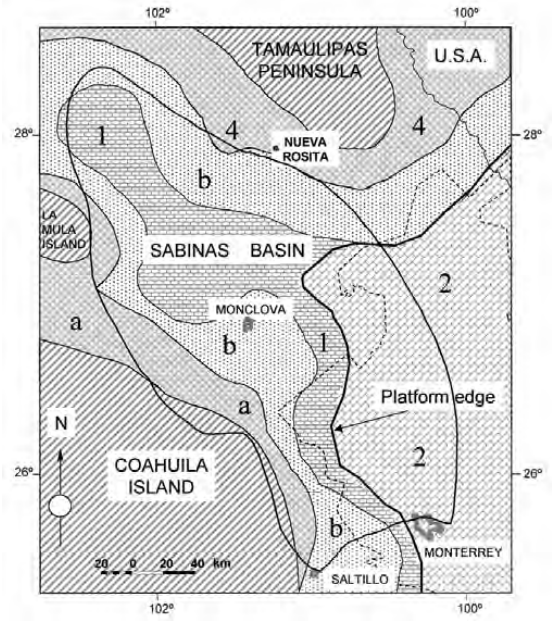


Fig. I.8. Paleoestratigrafía del Berriasiano de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Carbonatos de gran energía de la Formación Menchaca; (2) carbonatos de poca energía de plataforma de la Formación Taraises; (3a) facies clásticos fluviolitorales (3b y 4) facies fluviolitorales de las formaciones de San Marcos y Hosston. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Más hacia el sureste, el cambio lateral de facies prosigue hacia facies de plataforma abierta y facies de cuenca, representadas por lutitas y carbonatos interestratificados de la Formación Taraises (Imlay, 1936; Goldhammer, 1999), con una edad asignada del Berriasiano al Hauteriviano Inferior (Figura I.9) y espesores entre 135 y 500 m (Goldhammer, 1999). En las inmediaciones de la Península El Burro – Peyotes se depositaron sedimentos terrígenos de la Formación Hosston (Figura I.9), en facies fluviales (areniscas y conglomerados) con un rango de edad que abarca desde el Berriasiano hasta el Barremiano Superior.

En los alrededores del Bloque de Coahuila y la Isla de La Mula, en cambio, se depositaron conglomerados y areniscas en ambientes continentales a transicionales y marinos someros de la Formación San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001), con espesores de 1000 m., (Chávez-Cabello *et al.,* 2005), cuya acumulación es sincrónica a la Formación Hosston (Eguiluz de Antuñano, 2001).

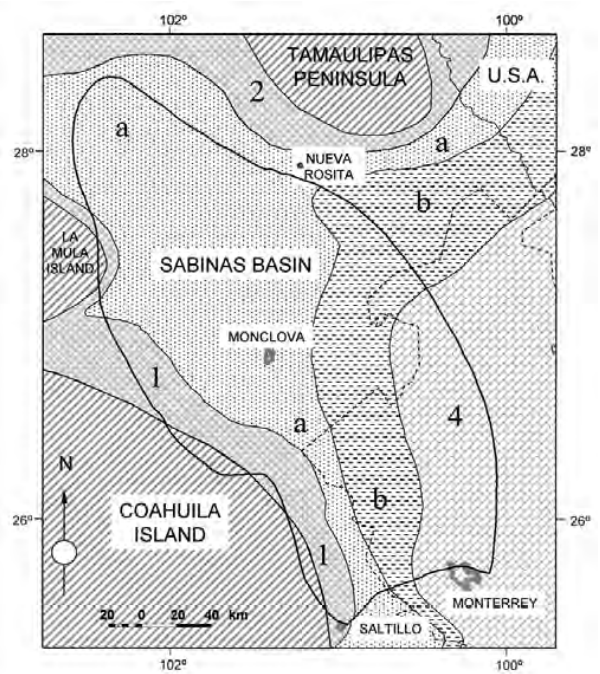


Fig. I.9. Paleoestratigrafía del Hauteriviano Inferior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies fluviolitorales de la Formación San Marcos; (2) facies del fluviolitorales de la Formación Hosston (3a) shoreface sands y (3b) silty limestone de la Formación Barril Viejo; (4) lutitas y carbonatos interestratificados de plataforma de la Formación Taraises. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Durante el intervalo del Hauteriviano Superior al Barremiano **(**Figura I.10 y I.11**)**, se depositó la Formación Padilla en su facies arrecifal (¿base de la Formación Cupido?), con un espesor promedio de 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001, y referencias en éste).

Hacia el noreste, la Formación Padilla cambia a carbonatos de facies lagunar con predominio de dolomías. Para este tiempo (Hauteriviano Superior), la Península El Burro – Peyotes había sido cubierta en gran parte por la Formación Hosston en su facies de llanura aluvial, con alcance temporal hasta el Barremiano Inferior.

Sincrónicamente, se depositaron sedimentos clásticos de la Formación La Mula hacia el noroeste de la cuenca, que cubren la Isla de La Mula (Imlay, 1940).

Esta formación se adelgaza hacia mar abierto al este y sureste de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2001), y hacia el Bloque de Coahuila grada a areniscas y algunas brechas de la Formación Pátula.

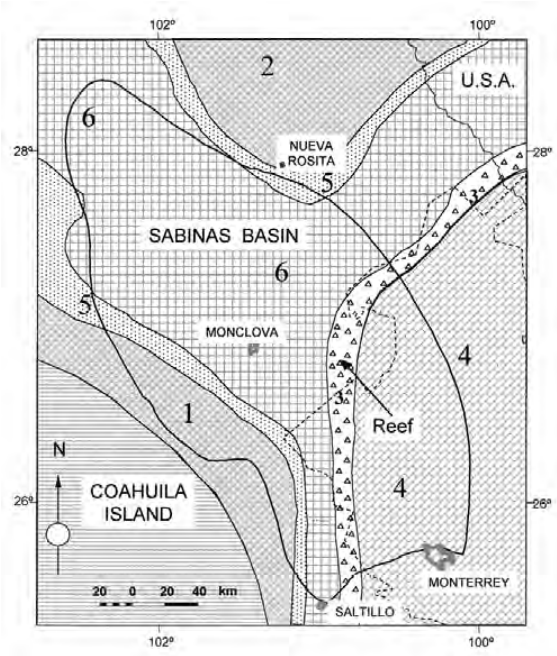


Fig. I.10. Paleoestratigrafía del Hauteriviano Superior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) facies del fluvioaluviales de la Formación Hosston; (3) facies del filón de la Formación Padilla; (4) lutitas y carbonatos interestratificados de plataforma de la Formación Taraises. (5) arenas de playa de las formaciones San Marcos y Hosston. (6) facies carbonato lagunar de la Formación Padilla. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

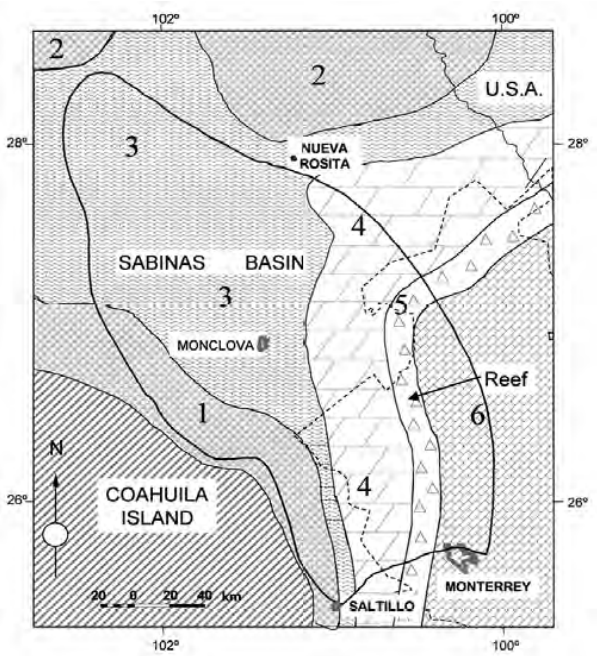


Fig. I.11. Paleoestratigrafía del Hauterivian-Inferior al Barremiano de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) facies fluviolitorales de la formación Hosston; (3) lutitas, y areniscas rojizas de la Formación La Mula; (4) carbonatos lagunares de la Formación Padilla; (5) arrecife de la Formación Cupido; (6) carbonatos de plataforma de la Formación Tamaulipas Inferior. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Durante el Barremiano Superior (Figura I.12), se desarrolló el arrecife de la Formación Cupido, cuya formación se extiende hasta mediados del Aptiano.

Este arrecife actuó como barrera física, restringiendo la circulación del agua marina hacia la Cuenca de Sabinas, ocasionando la instalación de un ambiente de *sabkha* y la formación alternada de carbonatos y evaporitas de la Formación La Virgen, con espesores entre 600 y 800 m., (Márquez-Domínguez, 1979; Eguiluz de Antuñano, 2001).

Este ambiente sedimentario, se debido a que durante el tiempo de deposito de la Formación La Virgen, toda la margen de Norteamérica se estaba subsídiendo, como resultado de estarse alejando de la dorsal meso-atlántica, donde las condiciones de deposito deberían de ser cada vez mas profundas, sin embargo, el crecimiento regresivo (progradante) de la barrera arrecífal precluye el desarrollo de condiciones de deposito de mar abierto (Guzmán, 1981).

Esta formación presenta tres unidades dolomíticas separadas por dos unidades de evaporitas y cambia de facies hacia las formaciones Hosston y San Marcos hacia el norte y sur, respectivamente.

Hacia el este y sureste del arrecife, se depositaron simultáneamente a la Formación La Virgen, carbonatos pelágicos de la Formación Tamaulipas Inferior (Eguiluz de Antuñano, 2001).

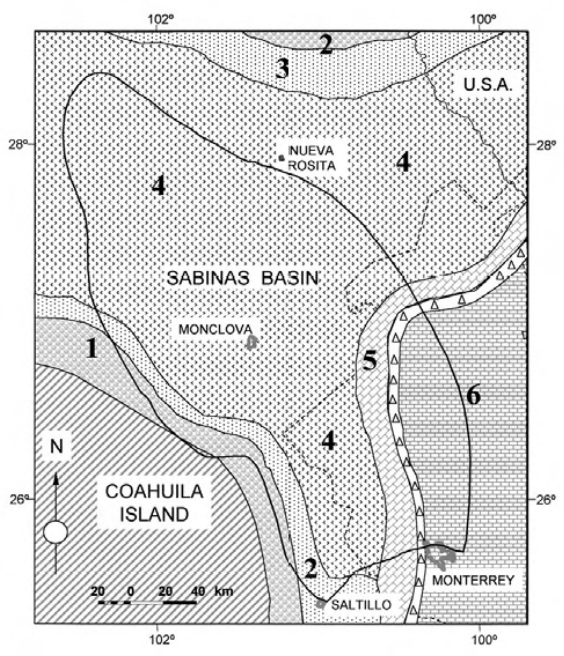


Fig. I.12. Paleoestratigrafía del Barremiano superior en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican la tierra emergida. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) fluviolitorales de la Formación San Marcos; (3) fluviolitorales de la Formación Hosston (4) ambiente tipo sabkha evaporitico de la Formación La Virgen; (5) facies compleja del post-reef y del filón de la Formación Cupido; (6) facies de carbonatos de plataforma de La Formación Tamaulipas Inferior. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

El crecimiento del arrecife de la Formación Cupido continuó durante el Aptiano Inferior (Figura I.13), mientras que en el lado tras-arrecifal se formaron carbonatos de facies lagunares de alta energía pertenecientes a la Formación Cupidito (Wilson y Pialli, 1977), con un espesor de 250 m., acuñándose hacia el noroeste.

Hacia el lado este del arrecife continuó la deposición de la Formación Tamaulipas Inferior, en tanto que el Bloque de Coahuila (último rasgo en la región que permanecía emergido como isla) fue bordeado por una franja angosta de arenas de playa perteneciente a la Formación San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001).

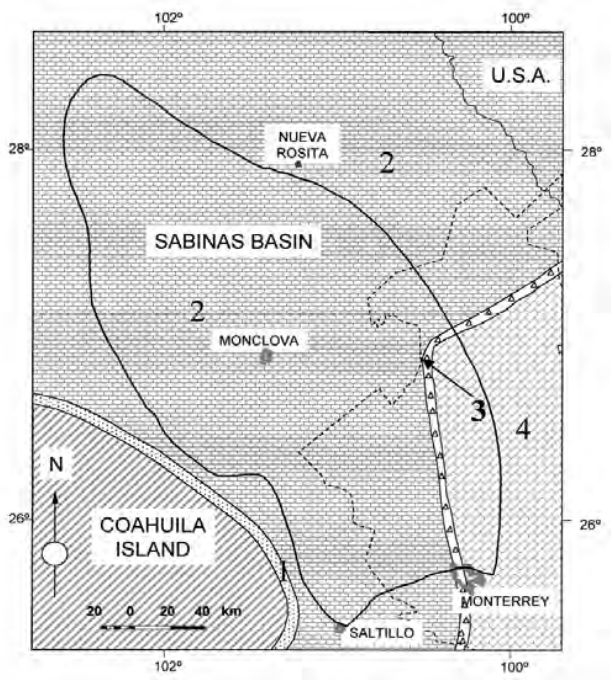


Fig. I.13. Paleoestratigrafía del Aptiano Inferior en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican la tierra emergida. (1) Arenas de playa de la Formación San Marcos; (2) carbonatos de facies lagunares de alta energía de la Formación Cupidito; (3) arrecife Cupido; (4) carbonatos de la Formación Tamaulipas inferior. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

El Aptiano Superior (Figura I.14), se caracteriza por registrar un incremento en el nivel del mar que cubrió inclusive el Bloque de Coahuila.

Tal transgresión está representada por una característica expresión calcáreoarcillosa de la Formación La Peña, que es usada como control bioestratigráfico regional (Cantu-Chapa, 1989, 2007), con espesores variables de hasta 200 m., dependiendo de la topografía anterior a su depósito.

Hacia el sur y este, esta formación cambia lateralmente a facies de cuenca profunda (lutitas negras y calizas arcillosas con pedernal) de la Formación Otates (Tinker, 1985).

En las zonas de menor profundidad de los ya sumergidos bloques de Coahuila y El Burro – Peyotes, se depositó la Formación Las Uvas, que consiste en areniscas ricas en carbonatos con espesores de hasta 15 m., descansando discordantemente sobre rocas del basamento (Lehmann *et al.,* 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001).

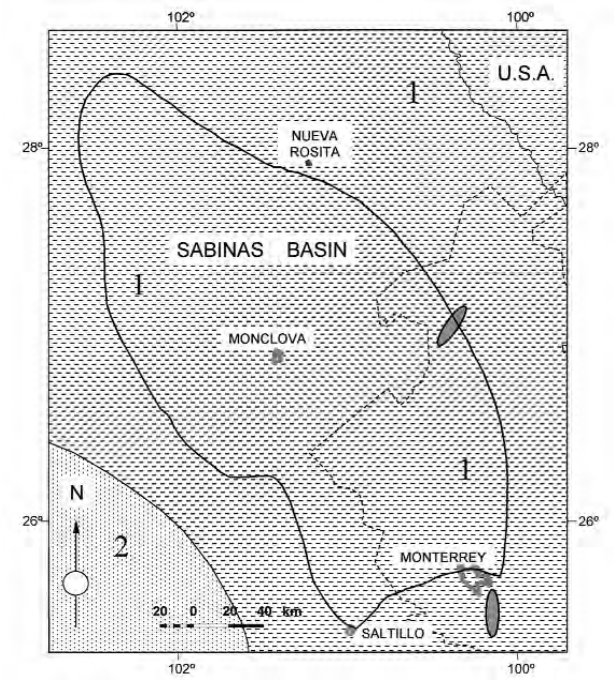


Fig. I.14. Paleoestratigrafía del Aptiano Superior en la Cuenca de Sabinas. (1) Lutitas de la Formación La Peña; (2) areniscas ricas en carbonatos de la Formación Las Uvas. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Durante el Albiano-Cenomaniano (Figura I.15, I.16) continuó la subsidencia del área. Ello propició, en la parte oriental de la cuenca, la depositación de capas delgadas y gruesas de *mudstone* a *wackestone* con pedernal de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano, con espesores entre 100 y 200 m. Hacia los bordes del Bloque de Coahuila, la Formación Tamaulipas Superior cambia a facies de carbonatos de plataforma de la Formación Aurora (Goldhammer, 1999; y referencias en éste), con espesores entre 500 y 700 m., (Vinet, 1975).

Sobre el Bloque de Coahuila, la Formación Aurora configuró una laguna en la que se depositó una secuencia que inicia con una caliza masiva de bioclastos, de 60 a 80 m de espesor, que cambia verticalmente a una alternancia de evaporitas con dolomías de aproximadamente 500 m de espesor, asignada a la Formación Acatita de edad Albiano Inferior-Medio (Lehmann *et al.*, 1999, y referencias en éste).

La Formación Acatita está cubierta por el miembro superior de la Formación Aurora (Goldhammer, 1999), con espesores de 190 a 260 m y alcance temporal hasta el Cenomaniano.

La Formación Aurora es equivalente a la Formación Georgetown del Albiano Superior a inicios del Cenomaniano, formada por calizas micríticas con nódulos de pedernal y espesores de 80 a 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). Padilla y Sánchez

(1986 a, b) menciona que es probable que en el Bloque El Burro – Peyotes hayan existido condiciones semejantes a las del Bloque Coahuila, y que la Formación McKnight sea equivalente a la Formación Acatita.

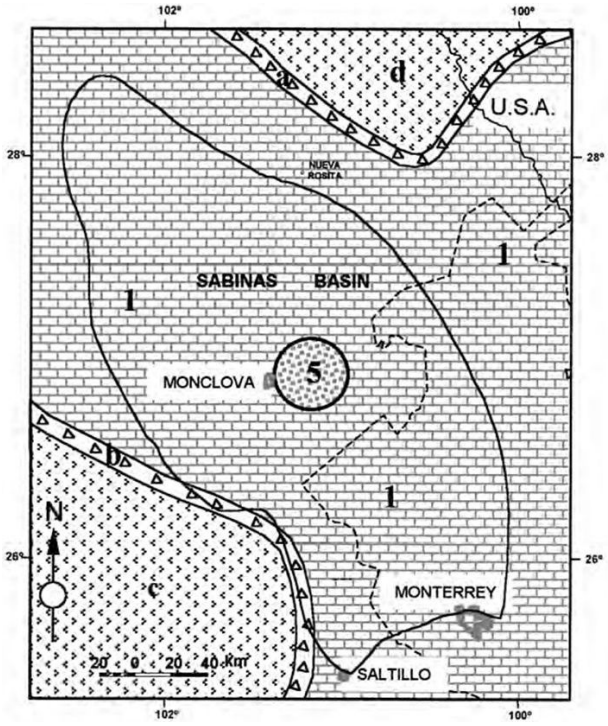


Fig. I.15. Paleoestratigrafía del Albiano en la Cuenca de Sabinas. (1) Carbonatos de cuenca de las formaciones superiores de Tamaulipas-Georgetown; (a) Facies de reef de la Formación Stuart City; (b) facies de reef de la Formación Viesca; (c) facies evaporitico lagunares de la Formación Acatita; (d) facies evaporitico lagunares de la Formación Macknight; (5) calcarenitas de la Formación Monclova. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Hacia la parte norte-central de la cuenca, simultáneamente a las formaciones arriba mencionadas, se depositaron las formaciones Del Río y Buda, equivalentes al miembro superior de la Formación Aurora.

La Formación Del Río definida por Hill y Vaughan (1898, en Sellars *et al*., 1932), se formó en el Cenomaniano Inferior a Medio y contiene lutitas y areniscas de grano fino, con espesores desde 40 m en sus porciones norte y noreste, y hasta 5 m hacia su porción sureste.

La Formación Buda definida en Texas, EUA por Vaugham (1900, en Sellars *et al*., 1932), consiste en lodolitas calcáreas de cuenca, con espesores de 10 a 50 m y una edad correspondiente al Cenomaniano Superior (Eguiluz de Antuñano, 2001).

La Formación Kiamichi (o Sombreretillo según Eguiluz de Antuñano, 2001) consiste en una intercalación de lutitas y calizas. Esta formación genera dudas acerca de su

ubicación estratigráfica, ya que Winker y Buffler (1988) y Lehmann *et al.,* (1999) consideran que se ubica sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Superior e infrayaciendo a la Formación Georgetown, pero Humphrey (1956b), Ramírez (1966), Aguayo (1978) y Eguiluz de Antuñano (2001), consideran que la Formación Georgetown es sincrónica a las formaciones Tamaulipas Superior y Aurora (González-Sánchez, 2005).

A fines del Cenomaniano y durante el Turoniano (Figura I.16), se depositó un paquete de 300 m de espesor de lutitas negras con calizas arenosas y areniscas calcáreas intercaladas, pertenecientes a la Formación Eagle Ford definida por Roemer, (1852, en Sellars *et al*., 1932). Hacia las porciones sur y sureste de la cuenca, esta formación cambia lateralmente a facies de plataforma de las formaciones Indidura y San Felipe, respectivamente (Eguiluz de Antuñano, 2001).

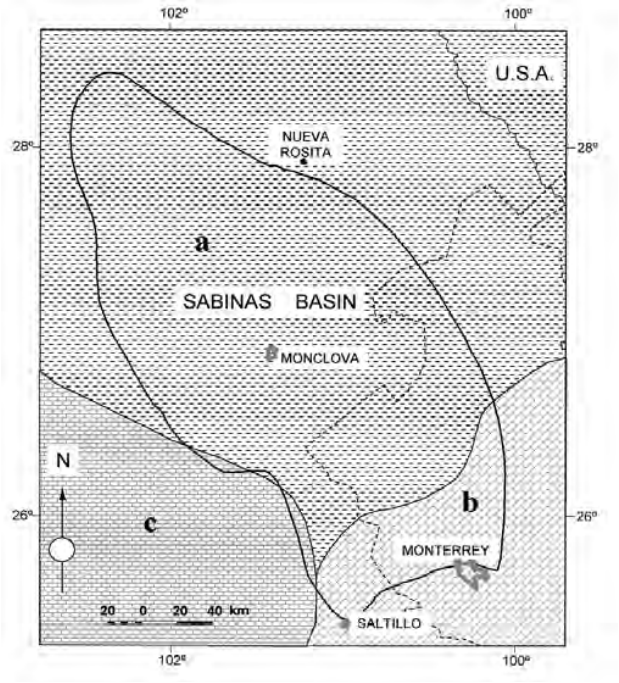


Fig. I.16. Paleoestratigrafía del Cenomanian Superior-Turonian de la Cuenca de Sabinas. (a) Las lutitas y ludolitas de la Formación Eagle Ford; (b) calizas de la Formación San Felipe; (c) lutitas y carbonatos ludoliticos de la Formación Indidura. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Entre el Coniaciano y el Santoniano Medio (Figura I.17), el nivel del mar descendió, de tal manera que se incrementó la formación de carbonatos y disminuyó la de lutitas. En este contexto se depositó con espesores entre 200 y 300 m, la Formación Austin definida por Schumard (1870, en Sellars *et al*., 1932). Ésta presenta además, intercalaciones en capas delgadas de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986b; Eguiluz de Antuñano, 2001).

La Formación Indidura (Kelly, 1936), se depositó entre el Cenomaniano Superior y el Santoniano, y es correlacionable con las formaciones Eagle Ford y Austin en la parte norte de la Cuenca de Sabinas (Goldhammer, 1999).

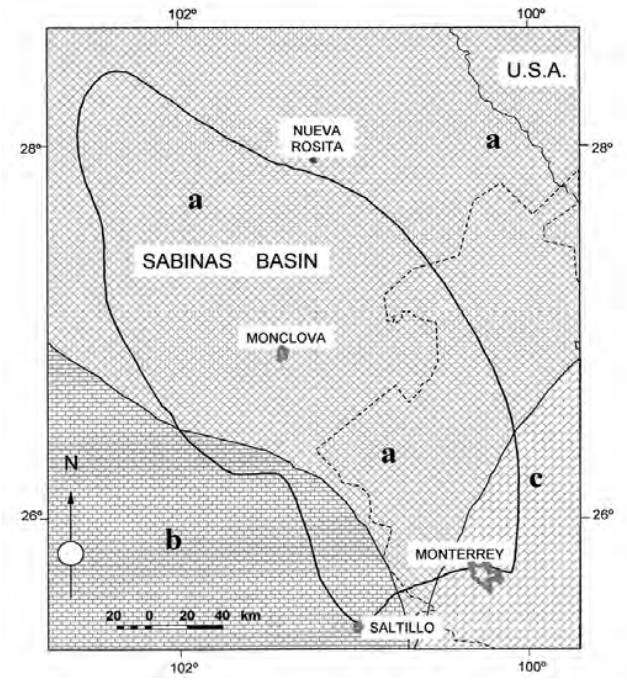


Fig. I.17. Paleoestratigrafía del Coniaciano en la Cuenca de Sabinas. (a) Carbonatos y lutitas de la Formación Austin; (b) piedra caliza y lutitas de la Formación Indidura; (c) calizas lodoliticas de la Formación San Felipe. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

A partir del Santoniano Medio se empiezan a apreciar los efectos de la Orogenia Laramide, al formarse las cuencas interiores (área Sabinas – Olmos y las cuencas de Parras y de La Popa) y al producirse el depósito de formaciones típicas de ambientes de planicies aluviales continentales y complejos deltáicos, entre el Campaniano al Maastrichtiano (Figura I.18).

La Formación Upson, definida por Dumble (1892, en Sellars *et al*., 1932), fue depositada entre el Santoniano Superior y el Campaniano Medio (Padilla y Sánchez, 1986b), está constituida por lutitas con espesores de 100 a 150 m, formadas en un ambiente de prodelta y correlacionables con la Lutita Parras al sur (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Los grupos Navarro y Taylor (Hill 1890, in Sellards *et al*., 1932) están integrados por las formaciones San Miguel (Dumble, 1892 in Sellards *et al*., 1932), Olmos (Stephenson, 1927 in Sellard *et al*., 1932) y Escondido (Dumble, 1892; in Sellards, 1932) y su área de depósito se restringe al noreste de la Cuenca de Sabinas. La

Formación San Miguel, del Campaniano Medio al Maastrichtiano Inferior según Padilla y Sánchez (1986b), o bien del Santoniano Superior al Campaniano Inferior según Eguiluz de Antuñano (2001), está constituida por una alternancia de sedimentos progradacionales arenosos y arcillosos con un espesor de hasta 400 m., formados en un ambiente de frente de delta (Eguiluz de Antuñano, 2001). La Formación Olmos, del Maastrichtiano Medio según Padilla y Sánchez (1986b), o bien del Campaniano Superior según Eguiluz de Antuñano (2001), consiste de areniscas y contiene importantes yacimientos de carbón. Esta formación es correlacionable con el Grupo La Difunta de la Cuenca de La Popa y se depositó entre el Maastrichtiano y el Paleoceno (Padilla y Sánchez, 1986b).

Durante el Maastrichtiano Superior, la Formación Escondido acumuló un espesor de 800 m de areniscas conglomeráticas y carbón en su base (Padilla y Sánchez, 1986b), y se correlaciona con el Grupo La Difunta de la Cuenca de La Popa (Eguiluz de Antuñano, 2001), sin embargo, Vega *et al*., (2007) sugiere con base a evidencias bioestratigráficas, que la parte superior de la Formación Escondido puede tener alcances hasta el Eoceno Inferior. Posteriormente se acumulan productos sedimentarios en ambientes lacustre y deltaico, propios de un mar en regresión.

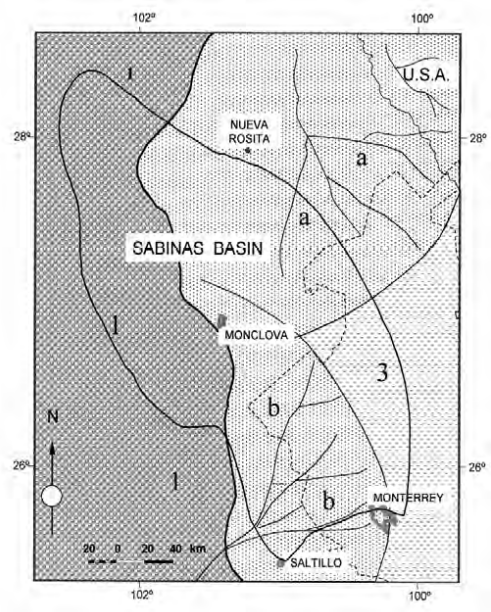


Fig. I.18. Paleoestratigrafía del Campaniano- Maestrichtiano. (1) Facies continentales fluvioaluviales; (2a) Complejo deltaico de la facies de Nueva Rosita; (2b) Complejo de las facies deltaicas de La Popa-Difunta (Los grupos Navarro-Taylor, Wilcox, y Difunta); (3) prodelta y facies de lutitas (Formaciones Parras-Méndez-Wilcox). (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

1.5 La tectónica del norte de México

Se conoce que la apertura del Golfo de México y la generación de su margen pasivo empezó a partir del Triásico Tardío con la fragmentación del supercontinente Pangea. Esto fue producto de un evento de *rifting* continental en la margen sur de la placa de América del Norte, que pudo haber sido causado por la instauración de una gran pluma del manto que disparó la inestabilidad cortical (May, 1971). Lo anterior, al parecer condujo a la ruptura total y separación de las placas de América del Sur y África. El *rifting* contribuyó a la creación de una corteza continental transicional, producto de adelgazamiento e intrusión de magmas máficos hasta el Jurásico Temprano y Medio, que se ubicaría en la parte central de la cuenca (Chavez-Cabello, 2005).

Contemporáneo a este evento de *rifting*, se cree que se desarrolló el arco magmático del Triásico Tardío-Jurásico del norte y noroeste de México, por lo que las condiciones tectónicas fueron complejas (Dickinson y Lawton, 2001). Se piensa también que la ruptura continental estuvo acompañada por desplazamientos laterales importantes en el norte y suroeste de México que desplazaron terrenos tectono-estratigráficos del noroeste hacia el sureste (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Schmidt, 1983; Grajales-Nishimura *et al.,* 1992; Sedlock *et al.,* 1993; Jones *et al.,* 1995 y McKee *et al.,* 1999).

En este contexto, se desarrollaron también estructuras de *grabens, horsts* y medios *grabens* de forma alargada que fueron rellenados inicialmente por depósitos fluviales de origen continental conocidos como lechos rojos (Formaciones Huizachal, Newark, entre otras), y rocas volcánicas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano conocidas en el este de México y sureste de E.U.A., (Goldhammer *et al.,* 1991; Wilson y Ward, 1993; Goldhammer, 1999; Barbosa-Gudino *et al.,* 1999 y Chávez-Cabello, 2005).

A esta etapa inicial del rompimiento de Pangea, que duró aproximadamente 50 Ma (Triásico Tardío-Jurásico Temprano a Tardío), se le conoce como “La etapa de *Rift*” y muy probablemente, durante esta etapa ocurrieron las primeras rupturas dentro del terreno de Coahuila, que condujeron a la generación de sus fallas de basamento

principales, como La Babia y San Marcos (McKee *et al.,* 1984; Padilla y Sánchez, 1986 y McKee *et al.,* 1990).

Se estima que la deformación durante la etapa de *rift* se caracterizó por ser puramente extensional en el área del Golfo y es considerada como la que inicia la traslación del bloque de Yucatán hacia el sur-sureste (Pindell, 1985; Buffler and Sawyer, 1985 y Salvador, 1987).

Después del evento extensional, las zonas continentales de bajo relieve producto del *rifting* experimentaron una trasgresión marina proveniente del este (Mar del Tethys) en el Jurásico Medio (Calloviano), controlando el depósito de secuencias evaporíticas gruesas y extensas conocidas hoy en los márgenes de la cuenca del Golfo de México, sur de Texas y noreste de México incluyendo la Cuenca de Sabinas (Salvador 1987, 1991b y 1991c; Goldhammer *et al.,* 1993; Goldhammer, 1999 y Goldhammer y Johnson, 2001).

Uno de los consensos importantes sobre la evolución tectónica del Golfo de México es que a partir del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano fue un margen pasivo sin la influencia de actividad ígnea (Pindell, 1985; Salvador, 1987; Ross y Scotese, 1988; Pindell *et al.,* 1988; Pindell y Barrett, 1990; Salvador, 1991a, 1991b, 1991c; Pindell, 1993; Bartok, 1993; Marton y Bufler, 1994). Además, los cambios de facies litológicas y/o estratigráficas estuvieron dominados principalmente por cambios eustáticos (Todd y Mitchum, 1977; Vail *et al.,* 1984; Haq *et al.,* 1987; Scott *et al.,* 1988; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.,* 1991; Scott, 1993; Yurewicz *et al.,* 1993; Goldhammer, 1999 y Lehmann *et al.*, 1999).

El territorio actual en el noreste de México es producto de la sobreposición de los eventos tectónicos descritos anteriormente (orogenia Ouachita-Marathon, apertura del Golfo de México, evolución del margen activo en el oeste de México y la Orogenia Laramide).

Debido a su importancia dentro de la evolución tectónica regional, esta región ha sido dividida en diferentes sub-provincias estratigráficas y estructurales (De Cserna, 1956; Humphrey y Díaz, 1956; McBride *et al.*, 1974; Charleston, 1981; Padilla y

Sánchez, 1982; Wilson, 1990; Goldhammer *et al*., 1991 y Goldhammer, 1999; por nombrar algunos de ellos). Así mismo se ha definido la existencia de fallas de basamento y altos estructurales que se cree son claves en la interpretación de la evolución geológica y estructural, además de que frecuentemente separan zonas con estilos de deformación diferentes.

Goldhammer (1999) presentó un mapa base regional integral sobre las diferentes cuencas, altos estructurales, plataformas, zonas de cabalgadura y sutura, generadas a partir del Paleozoico Tardío en el noreste de México y sur de E.U.A. (Figura I.19).

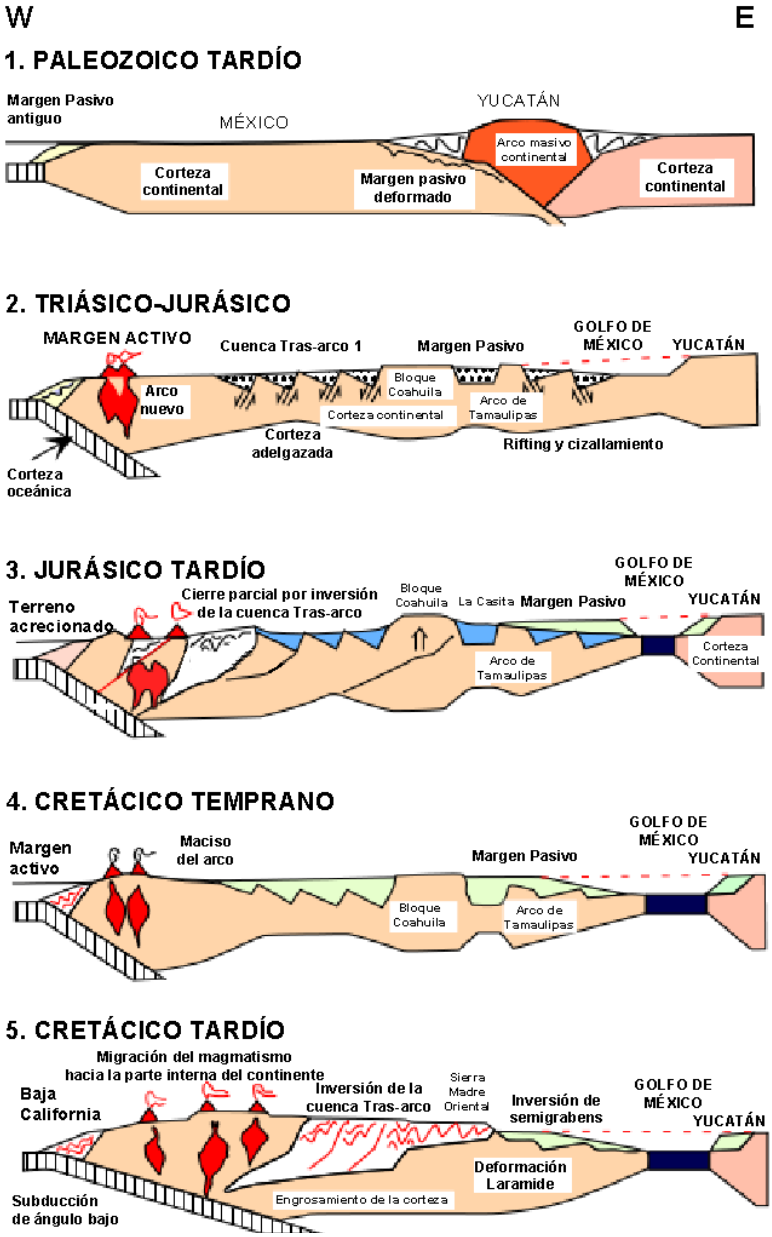


Fig. I.19. Modelo esquemático que representa la evolución geológica del norte de México por medio de secciones este-oeste. Nótese que a partir del Jurásico Tardío la cuenca del Golfo de México actuó como un margen pasivo. La influencia de la actividad tectónica en el margen Pacífico gradualmente afectó a toda la región produciendo los cambios más notables durante la Orogenia Laramide. (Modificado de Goldhammer, 1999; tomado de Chávez-Cabello, 2005).

Estos elementos localizados al sur por el Bloque de Coahuila, al norte por la Península de Tamaulipas, y entre ambos la Isla de Monclova y la Isla de la Mula, (Márquez, 1979), influenciaron grandemente la sedimentación posterior y enmarcaron el Golfo de Sabinas.

Cuevas (1988) propuso tres etapas principales de esta evolución;

1) Un estado inicial de rompimiento o rifting que comprendió el fallamiento de bloques y la formación de grabens durante el Mesozoico.

2) Una etapa de subsidencia termotectonica, durante la cual se deposito la secuencia sobreyaciente del Mesozoico superior (Jurasico tardío-Cretácico tardío).

3) Terminación de la subsidencia debido a la intensa deformación y fallamiento inverso que provoco el levantamiento de la región durante la Orogenia Laramide (Cretácico tardío – Terciario temprano)

Ahora refiriéndonos a la Cuenca de Sabinas, La separación de placas durante el Mesozoico, provoco la formación de horsts y grabens.

Del Jurasico Tardío al Cretácico Tardío la subsidencia fue continua y persistente, con ligeras oscilaciones en el nivel de mar, delineando los elementos paleogeograficos en el Jurasico y neocomiano.

De igual manera Eguiluz de Antuñano (2001), define de acuerdo a la figura I.20, la topografia del Jurasico Tardio, donde se observa la configuración de los altos de basamento, *horsts* y *grabens,* que dieron origen a la Cuenca de Sabinas.

El ultimo evento tectónico que modifico la configuración estructural del noreste de México, fue la Orogenia Laramide. Este evento ocurrió en dos fases;

La primer fase estuvo controlada por décollement y despegues sedimentarios de la secuencia marina del Mesozoico Tardío y debió ocurrir antes de 46 Ma (Figura I.21a).

La segunda fase involucró al basamento, ocurriendo principalmente reactivaciones de fallas mayores (p.e. Chávez-Cabello, 2005) y secundarias a estas, que generaron relaciones complejas entre las estructuras previas y las generadas por esta segunda fase entre 46 y 41 Ma (Figura I.21b).

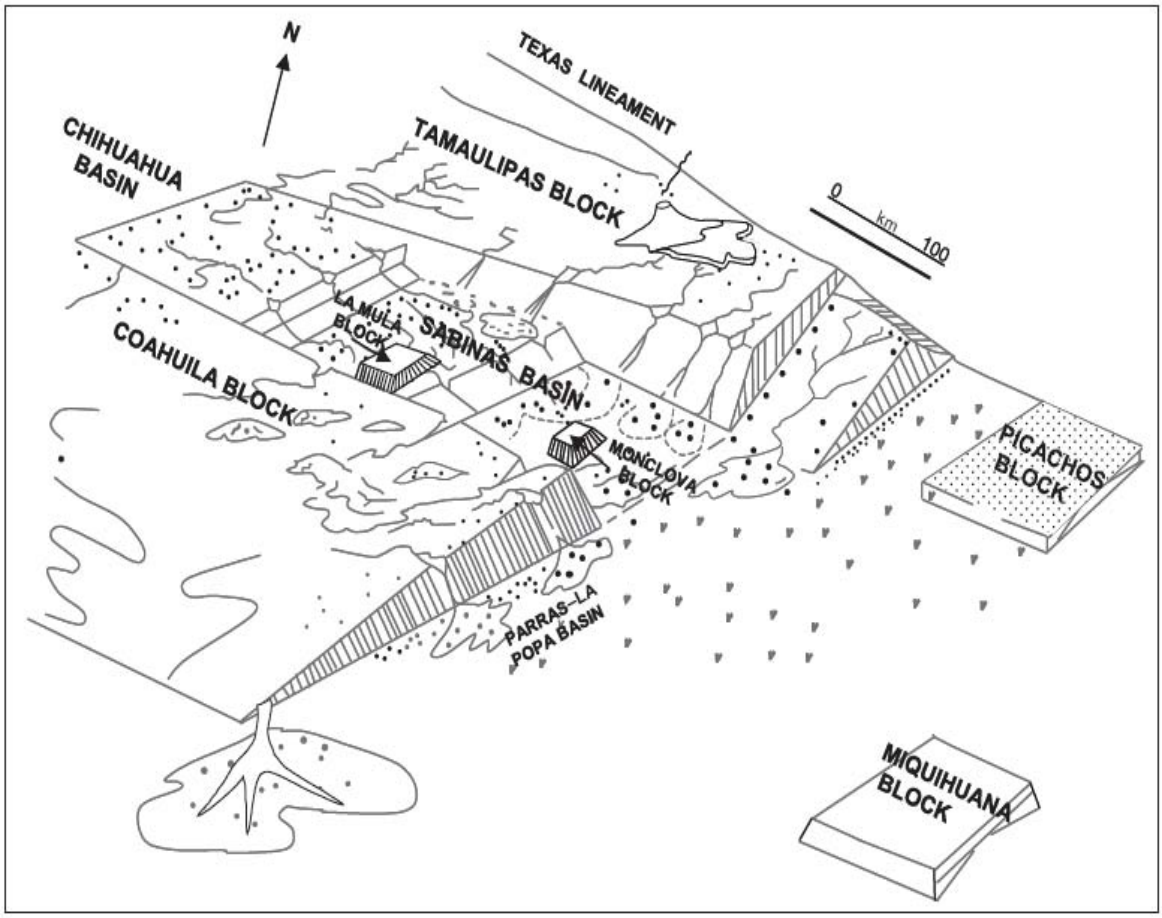


Fig. I.20. Configuración estructural de la Cuenca de Sabinas durante el Jurasico Medio. Tomado de Eguiluz de Antuñano (2001).

Chávez-Cabello (2005), propone que la sobreposición de las estructuras resultantes de las dos fases de deformación explica de una manera más completa las relaciones de los ejes de pliegue con respecto a la Falla San Marcos en lugar de un solo evento de deformación tipo transpresivo.

Por otro lado, indica que la Falla San Marcos corresponde a una falla de basamento vieja multi-reactivada, que debió acomodarse principalmente en extensión cortical más que desplazamientos laterales durante su instauración en el Jurásico y en su primer evento de reactivación del Neocomiano.

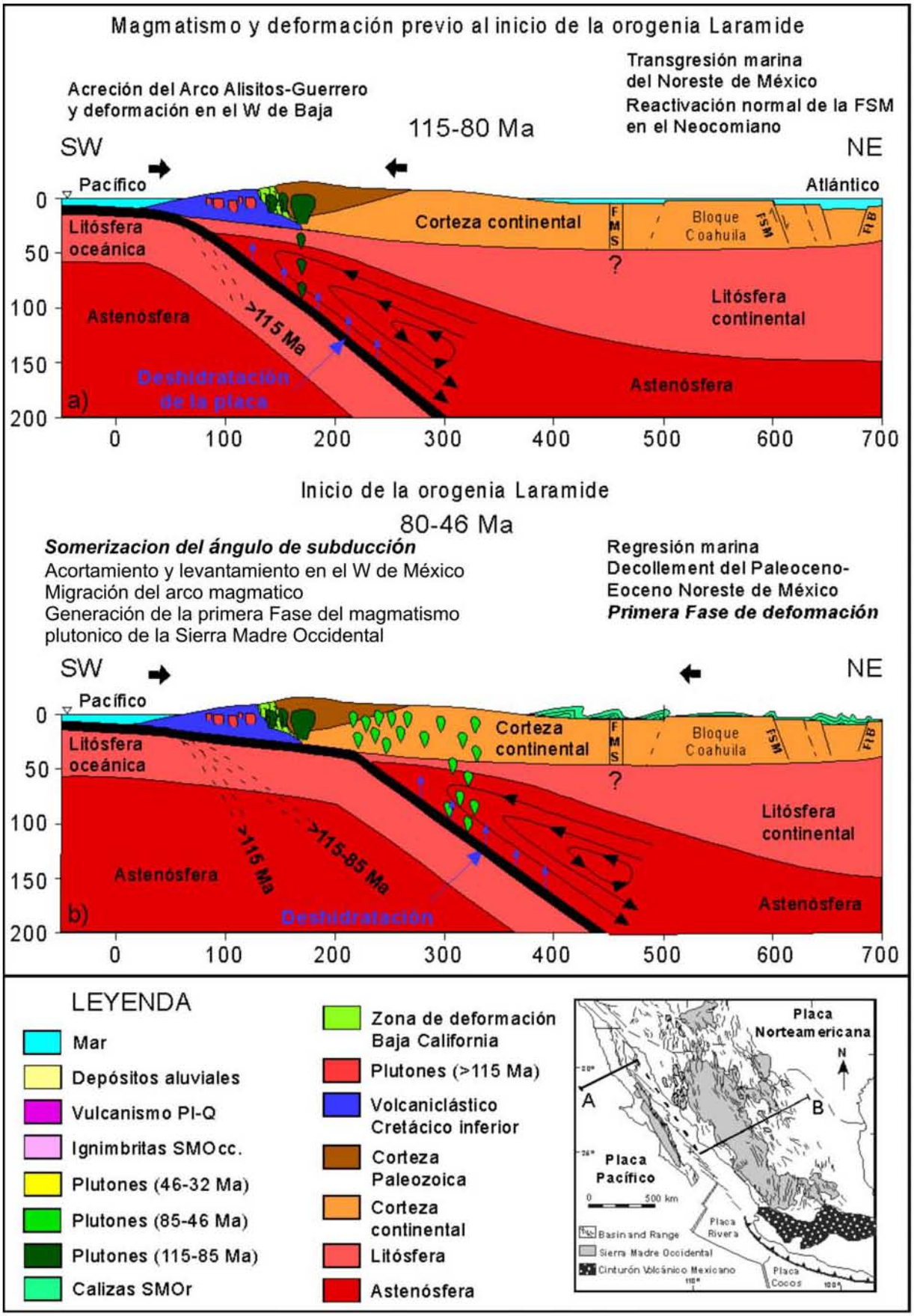


Fig. I.21-A. Secciones geológicas idealizadas que sintetizan los eventos magmáticos y tectónicos más importantes en los últimos 115 Ma para el norte de México. Nótese que la línea de sección fue desplazada por la creación del Golfo de California. a) 115-80 Ma, b) 80-46 Ma, c) 46-32 Ma y d) 32-0 Ma. Abreviaciones: FMS, Falla Mojave-Sonora; FSM, Falla San Marcos; FLB, Falla La Babia. (Tomado de Chávez-Cabello, 2005).

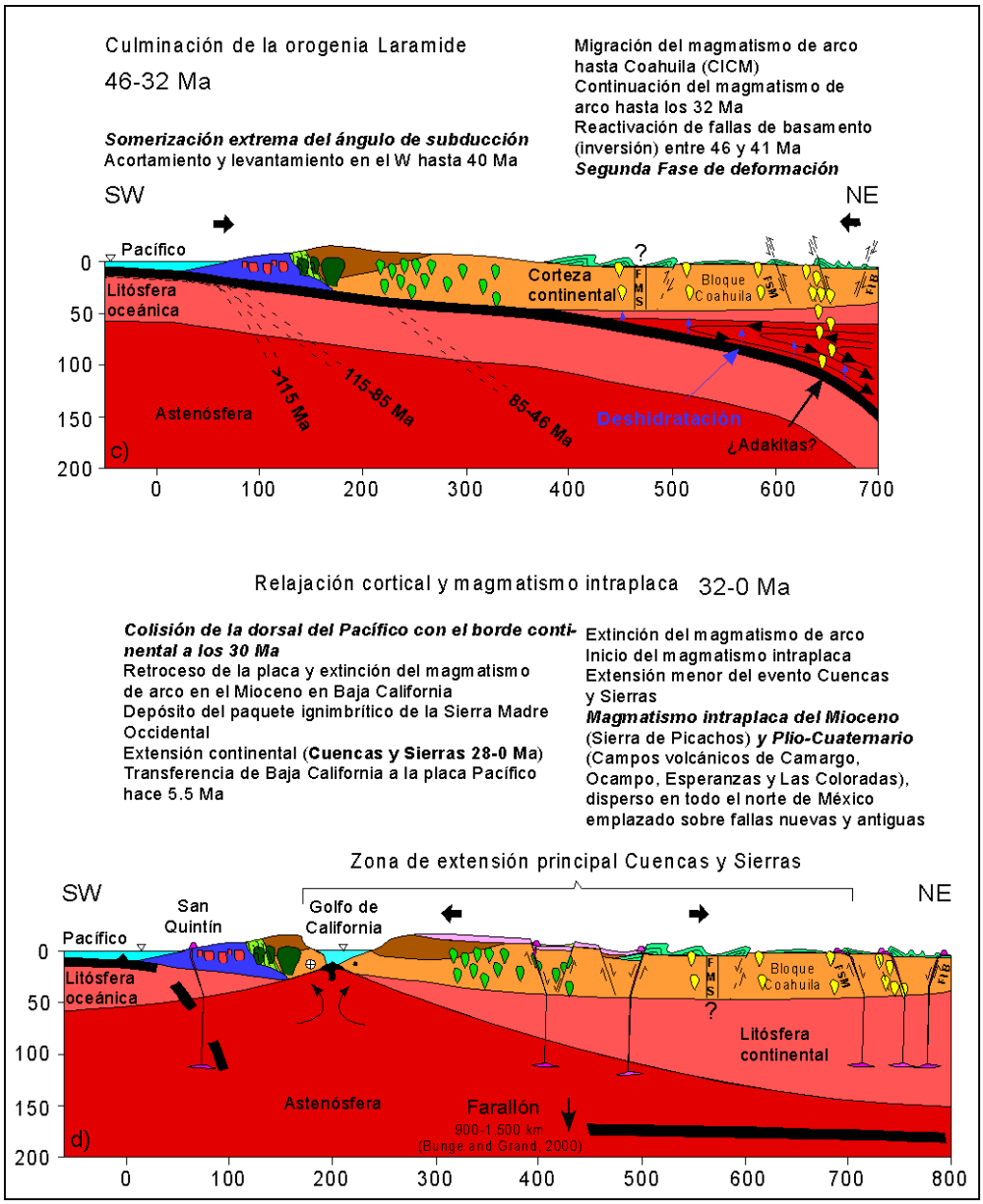


Fig. I.21-B. Continuación. Leyenda como en a y b de esta misma figura. (Tomado de Chávez-Cabello, 2005).

La Orogenia Laramide, dio origen a las estructuras de la Sierra Madre Oriental (Figura I.22), que se caracteriza por ser el área que presenta el más alto relieve en el noreste de México (Eguiluz de Antuñano, *et al.,* 2000).

Ésta está limitada al este por el Arco de Tamaulipas y al norte por la Cuenca de Parras, (Padilla y Sánchez, 1986a). La sección deformada comprende la secuencia sedimentaria del Triásico Inferior – Cretácico Superior (Goldhammer, 1999).

Las estructuras de esta región se distinguen por su gran variedad de pliegues con orientación este-oeste, isoclinales con flancos verticales y pliegues vergentes hacia

el norte, que pueden estar delimitados por cabalgaduras (Padilla y Sánchez, 1986, a, b; Johnson, 1989; Eguiluz de Antuñano, 2000, 2001).

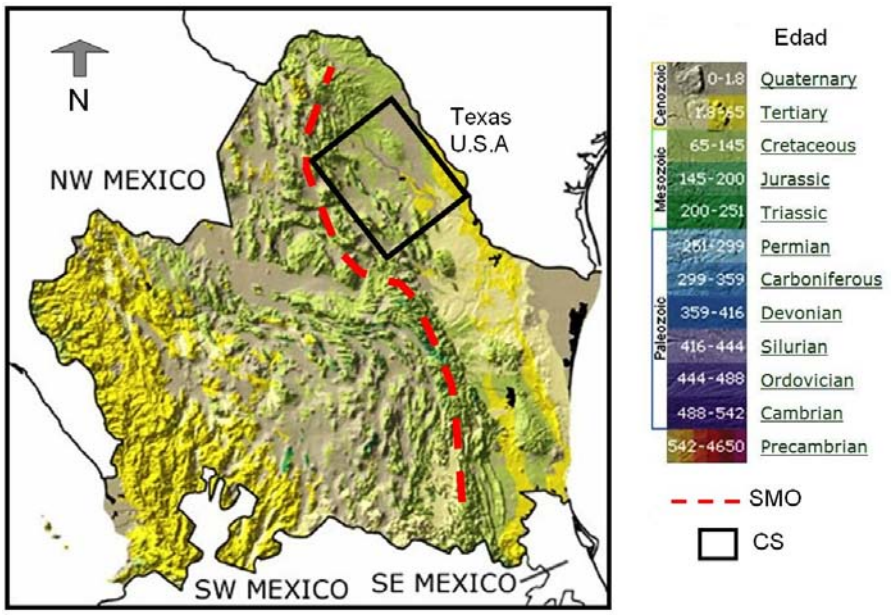


Fig. I.22. Distribución regional que muestra los relieves y las edades de las rocas que afloran en el noroeste de México. Abreviaciones; CS, Cuenca de Sabinas; SMO, Sierra Madre Oriental. La escala de tiempo muestra en tonos de colores, las edades de las rocas. (Modificado de Lindberg *et al*., 2005).

1.6 Fallas San Marcos y La Babia

La Cuenca de Sabinas está limitada por las fallas San Marcos al sur y La Babia al norte (Figura I.1). Hoy en día estas fallas son consideradas como fallas maestras del basamento que controlaron gran parte del paleorelieve y las litofacies durante el Mesozoico en la Cuenca de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Salvador, 1987; 1991a, 1991b, 1991c; Goldhammer *et al*., 1991; Wilson y Ward, 1993; Goldhammer, 1999 y Chavez-Cabello, 2005).

Después del evento orogénico Laramide en el noreste de México, estas fallas limitan lo que hoy se conoce como el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC; Charleston, 1981), y separan zonas con estilos de deformación fuertemente contrastantes (Padilla y Sánchez, 1982).

La falla de La Babia, inicialmente propuesta por Charleston (1981), separa al CPC del cratón Coahuila-Texas. Al sur, en la parte central de Coahuila, el CPC limita con el Bloque de Coahuila a través de la falla de San Marcos, definida por Charleston (1973) y citada por McKee y Jones (1979) y McKee *et al*., (1984, 1990).

Charleston (1981) y Padilla y Sánchez (1982), con base en el análisis de fotografías de satélite, sugieren la operación de un evento transpresivo importante contemporáneo con, o más tardío que, la deformación Laramide en la Cuenca de Sabinas. Se ha sugerido que la falla de San Marcos experimentó movimientos laterales en el Jurásico Tardío, y normales en el Cretácico Temprano, que controlaron fuertemente los patrones de sedimentación al norte de la falla (McKee *et al*., 1984 y 1990; Chávez-Cabello, 2005).

La falla La Babia también es conocida como Falla Sabinas (Alfonso, 1978) o lineamiento Boquillas del Carmen-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982 y 1986). Smith (1981) sugirió que el acortamiento presente en el CPC fue consecuencia de transpresión entre el cratón Coahuila-Texas y la plataforma de Coahuila, con desplazamientos laterales izquierdos acomodados por las fallas San Marcos y La Babia, en el sur y norte, respectivamente, que dispararon la intrusión de la secuencia evaporítica para generar las estructuras anticlinales aisladas observadas dentro del CPC.

Por otro lado, Ye (1997) sugiere que la deformación presente en el CPC es por efecto de compresión NE-SW, debido a esfuerzos impuestos sobre el borde continental durante la subducción de la placa Farallón en el noroeste de México durante el Terciario. Chávez-Cabello (2005), sugiere que las estructuras cerca de la falla San Marcos, es similar a lo que cita Ye (1997) pero con una componente izquierda menor (acortamiento oblicuo).

Adicionalmente, propone fallas laterales más jóvenes que cortan a las estructuras Laramide, y que estas corresponderían a un nuevo evento de reactivación de la Falla San Marcos.

1.7 Deformación y magmatismo Cenozoicos del norte de México

Los resultados reportados por Chávez-Cabello (2005), de los estudios geológico-estructural, geoquímico y geocronológico realizados en la parte sur de la Cuenca de Sabinas, sobre la deformación y el magmatismo Cenozoicos relacionados con la orogenia Laramide, muestran que estuvieron controlados ampliamente por la

dinámica de las placas tectónicas en el Pacífico durante el Cretácico Tardío – Eoceno.

El emplazamiento de los intrusivos que componen al Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) ocurrió entre 45 y 35 Ma (Chávez-Cabello, 2005). El emplazamiento en niveles someros de la corteza de estos cuerpos magmáticos estuvo controlado por la reactivación de fallas de basamento, por lo que estos son sin-tectónicos (p.e. Chávez-Cabello, 2005; intrusivos Cerro del Mercado y Soledad?) y post-tectónicos (p.e. Chávez-Cabello, 2005; Providencia, Carrizal, Cerro Boludo, Marcelinos, Pánuco e Iguana), a la segunda y última fase de la deformación Laramide en la región.

Según Chávez-Cabello (2005), la deformación Laramide debió culminar a los 41 Ma en Coahuila, aunque para el noreste de México admite que manifestaciones de este evento orogénico no se registraron a partir de 39 Ma.

La edad de cambio de fuente magmática (subducción a intraplaca) en la región ocurrió entre 32.5 y 30 Ma., donde Chávez Cabello (2005) propone, que el magmatismo de arco y la reactivación de fallas de basamento para generar los estilos de deformación presentes en el suroeste del Cinturón Plegado de Coahuila, a una distancia de ~700 km del borde continental en el Eoceno, fueron controlados por subducción de ángulo bajo de la placa Farallón bajo la placa de América del Norte.

1.8 Volcanismo alcalino intraplaca en la Cuenca de Sabinas

Los campos volcánicos Las Esperanzas (CVLES) (Mulleried, 1941; Figura I.23 y I.24) y Ocampo (CVO) (Figura I.25) localizados al noreste de México en la Cuenca de Sabinas, son producto de un evento de volcanismo alcalino intraplaca (Valdez-Moreno, 2001).

Los CVLES, están formados por basaltos alcalinos con olivino, hawaiitas y basanitas con nefelina normativa y por algunos basaltos con hiperstena normativa. Estas lavas (40Ar/39Ar ~2.78 Ma) fueron expulsadas por fisuras ubicadas al borde del anticlinal de Santa Rosa y por conductos centrales que originaron volcanes escudo (Mulleried,

1941; Valdez-Moreno, 2001), comúnmente llamados volcanes Cacanapo, y que se ubican en el área que cubre el Bloque Pirineo, principal zona de estudio de este trabajo.

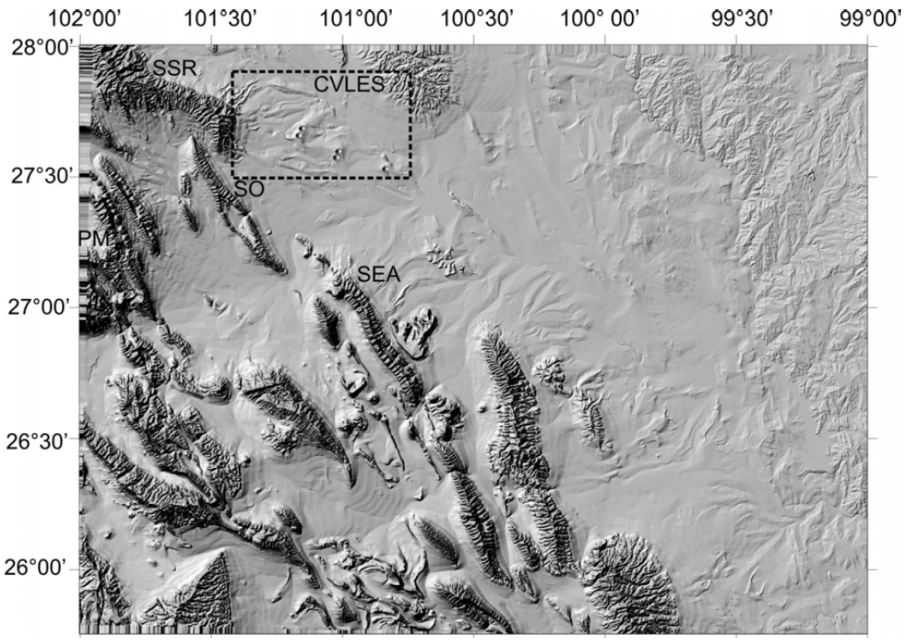


Fig. I.23. Modelo digital de elevación de la porción central de Coahuila. En el se aprecia la transición entre las provincias morfotectónicas de la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo (esquina superior derecha). Abreviaturas: CVLE= Campo Volcánico Las Esperanzas; SSR= Sierra Santa Rosa; SO= Potrero de Oballos; SEA= Sierra El Azul; PM= Potrero de Menchaca. (Tomado de Valdez-Moreno, 2001).

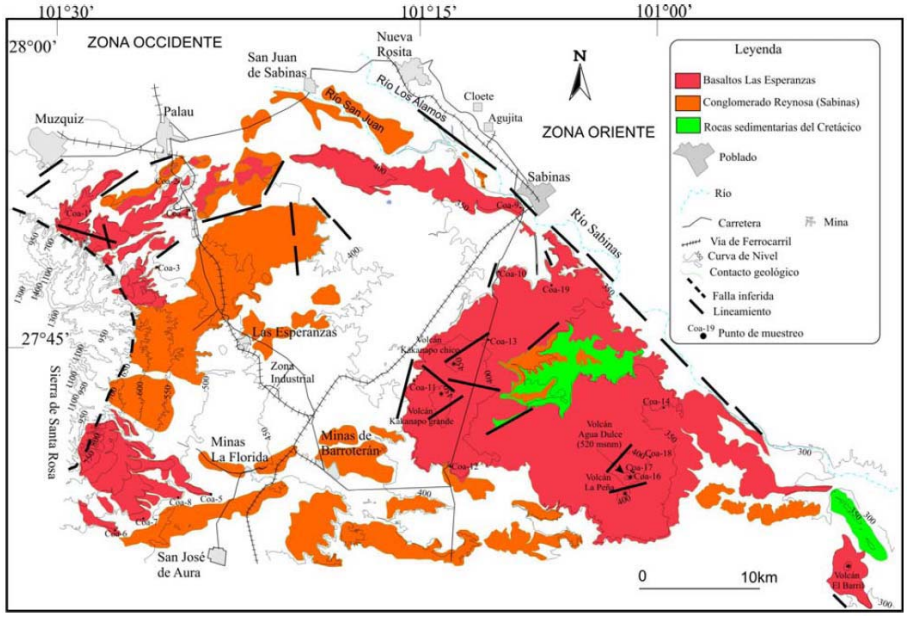


Fig. I.24. Mapa geológico simplificado del Campo Volcánico Las Esperanzas. En él solo se resaltan las rocas y depósitos del Terciario tardío y del Cuaternario. En la región occidental la distribución de los derrames de lava sugiere que fueron extravasados por fisuras ubicadas en el borde de la Sierra de Santa Rosa. Los volcanes de la región oriental tienen la morfología de escudos de lava; los puntos de emisión están marcados por conos cineríticos pequeños que aún son fácilmente reconocibles. Nótese que los bordes nororientales de los derrames parecen haberse desviado a lo largo de un alineamiento paralelo al curso actual de los ríos Sabinas y Los Alamos. (Tomado de Valdez-Moreno, 2001).

En el CVO aflora una secuencia de flujos de lava intracañón asociados a conos de escoria, y un alineamiento N-S de volcanes aislados (40Ar/39Ar ~3.41 Ma; Fig. 25), este campo no había sido estudiado geoquímicamente hasta el año 2001 por Valdez-Moreno.

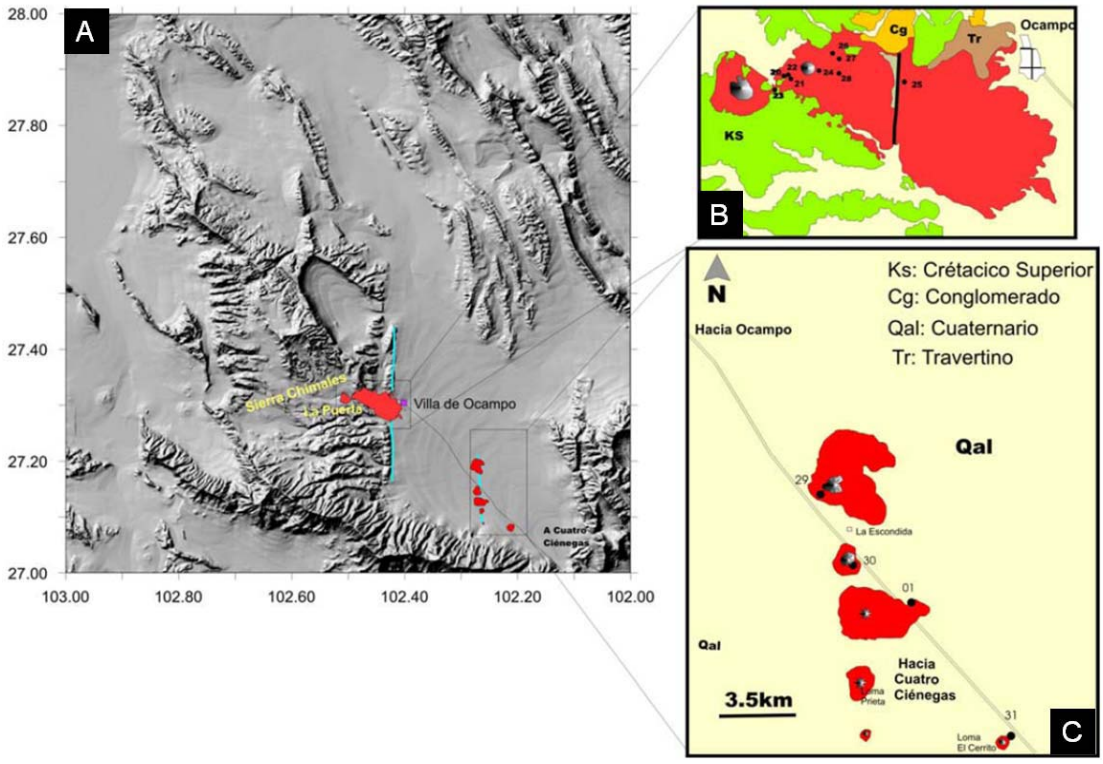


Fig. I.25. a) Modelo de elevación digital de la región de Ocampo, Coah. Se muestra la localización de los basaltos alcalinos y la carretera que une a la Villa de Ocampo Coahuila (VO) con Cuatro Ciénegas Coahuila. b) Esquema geológico de la porción occidental del CVO y localización de los sitios de muestreo. c) Alineamiento de conos cineríticos y ubicación de las muestras (Modificado de INEGI, 1975). (Tomado de Valdez-Moreno, 2001).

Todas las rocas tienen la mineralogía: olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, minerales opacos y apatito. Algunas además contienen cuarzo accidental y otros xenocristales de olivino derivados de lherzolitas del manto. Como otras rocas basálticas intraplaca de la Cuenca de Sabinas, las lavas tienen #Mg ~59-67, enriquecimientos de elementos incompatibles relativos al manto primordial y anomalía positiva de Nb.

También presentan enriquecimiento de tierras raras ligeras respecto a las pesadas y la relación Ba/Nb es típica de basaltos intraplaca.

Las relaciones isotópicas de (Sr, Nd y Pb) indican que los magmas fueron generados por fusión parcial de un manto enriquecido (p.e. Valdez-Moreno, 2001)

respecto al que originó los Basaltos de cordillera meso-oceánica (Mid Ocean Ridge Basalt “MORB”).

Según Valdez Moreno (2001), la isotopía de Sr muestra que los magmas experimentaron poca o nula interacción con la corteza continental. El proceso petrogenético dominante inferido fue fusión parcial, seguido por cristalización fraccionada de olivino, augita, plagioclasa, titanomagnetita y apatito. La ausencia de xenolitos del manto sugiere una velocidad de ascenso relativamente lenta, lo que permitió su separación del magma (Valdez-Moreno, 2001).

1.9 Los Hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas posee una gran cantidad de campos petroleros, que van desde campos con un solo pozo hasta campos con mas de 10, estos campos petroleros están situados principalmente en zonas de anticlinales.

Actualmente una gran cantidad de pozos de la cuenca se encuentran fuera de operación, por problemas que van desde el agotamiento del hidrocarburo, hasta problemas de inundación con agua salada, contaminación con CO_2 o accidente mecánico.

Los pozos que se encuentran actualmente en activo en la Cuenca de Sabinas, producen solamente gas CH_4 seco, y en pequeños porcentajes CO_2, H_2S y N (Figura I.26), a excepción del campo Florida, que produce cantidades importantes de CO_2, por lo que se mantienen fuera de operación.

Actualmente el campo Pirineo descubierto en el año 2001 por PEP-PEMEX y operado por Monclova Pirineos Gas S. A., se encuentra en activo produciendo gas CH_4 amargo, en la formación La Virgen Miembro I, y gas seco en la Formación La Casita en el campo Merced.

La ausencia de aceite en la Cuenca de Sabinas, es motivo de discusión en este trabajo, toda vez que las cuencas vecinas, (Piedras-Negras y Burgos), producen gas y condensado y aceite.

El objetivo de este trabajo en esta materia es definir las causas que provocaron la ausencia de depósitos de aceite en la Cuenca, y así aportar información, que sirva a la prospección petrolera en el área.

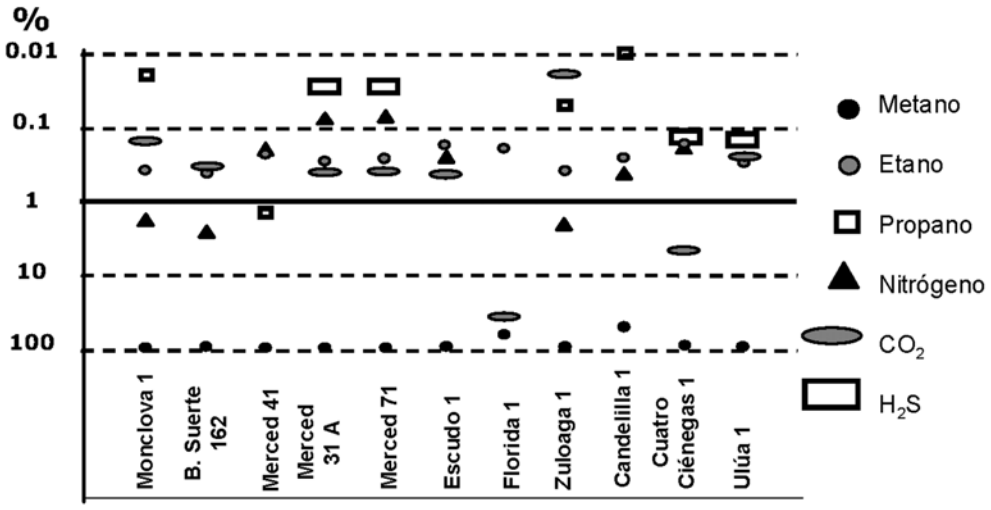


Fig. I.26. Composición química de los gases de producción en la Cuenca de Sabinas. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2007).

1.9.1 Las Rocas Madres

Al igual que otros autores (Eguiluz, 2001; Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001) para este estudio consideramos como rocas generadoras, las Formaciones La Casita (Kimmeridgiano-Tithoniano) , La Peña (Aptiano Superior) e Eagle Ford (Cenomaniano-Turoniano), las cuales son consideradas como rocas con mezcla de materia orgánica tipo dos (TII) de origen marino, y predominantemente tipo tres (TIII) de origen continental.

La evolución térmica medida, puede alcanzar una reflectancia de vitrinita (%Ro) superiores al 2% (Piedad-Sánchez, 2004; Menetrier, 2005), para la principal roca madre La Casita. Este hecho complica en gran medida el estudio geoquímico acerca del potencial petrolero inicial, y de la cuantificación de reservas.

1.9.2 Las Rocas reservorio y sellos

En la Cuenca de Sabinas no es posible determinar que formaciones representan las rocas reservorio y sellos, a la escala de la cuenca. Esto es a causa de la

deformación de la Orogenia Laramide, que comprimió el paquete sedimentario, formando trampas anticlinales.

Este grado de deformación, genero comunicaciones entre poros por medio de fracturas naturales para los tres niveles de la Formación La Casita, pero la deformación también fracturo algunos sellos y almacenes (Eguiluz de Antuñano, 2007). La cima de la Formación La Casita son lutitas de espesor menor a 100 metros, y se encuentra en conjunto con calizas arcillosas de la base de la Formación Menchaca, con espesor mayor a 100 metros. Ambas unidades hacen un buen sello, para los reservorios de La Casita.

Las anhidritas y arcillas con más de 200 metros brutos de la Formación La Mula, constituyen el sello para el reservorio Padilla (Eguiluz de Antuñano, 2007).

La Formación la Virgen esta dividida en cinco miembros (Márquez-Dominguez, 1979), y el miembro 1 o miembro productor, es la única roca considerada como almacén, a escala de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2007).

Esta afirmación se debe a que es una roca que presenta un moderado potencial petrolero con porosidades medidas de 6% a 8% (Vetra V3G, 2005; Galindo-Torres *et al.,* 2006), y que se encuentra subyaciendo por los otros cuatro niveles de la Formación La Virgen, los cuales están considerados como un excelente roca sello que difícilmente puede fracturarse, esto es debido a su alto contenido en anhidrita.

Los sellos se pierden con el cambio de facies hacia terrígenos marginales, principalmente en la Isla de Coahuila, mientras que también se pierde el sello hacia el borde de la plataforma lagunar, limitada por el Arrecife Cupido. (Eguiluz de Antuñano, 2007).

Esta anhidrita neoformada que llena la porosidad y fracturas en la roca almacén también se encuentra en fracturas de la Formación Padilla, que algunas veces están llenadas al mismo tiempo con arcillas y cuarzo.

Adicionalmente las formaciones La Gloria, La Mula/Padilla, La Virgen, Cupido, Georgetown y Austin, han manifestado reservas de hidrocarburos, según informes de pozos exploratorios que atravesaron trampas estructurales, y por tanto las hacen considerarles también como rocas almacén (Galindo-Torres, *et al*., 2006; Eguiluz de Antuñano, 2007).

La Formación La Peña es considerada como roca generadora y roca almacén, sin embargo la falta de un sello eficiente para esta formación así como para la Formación Eagle-Ford, ocasiona que no se presenten acumulaciones importantes a escala de la cuenca.

Es importante comentar que las reservas probables, reportadas en la Cuenca de Sabinas se ubican en trampas anticlinales (Figura I.27; Dyer y Bartolini, 2004).

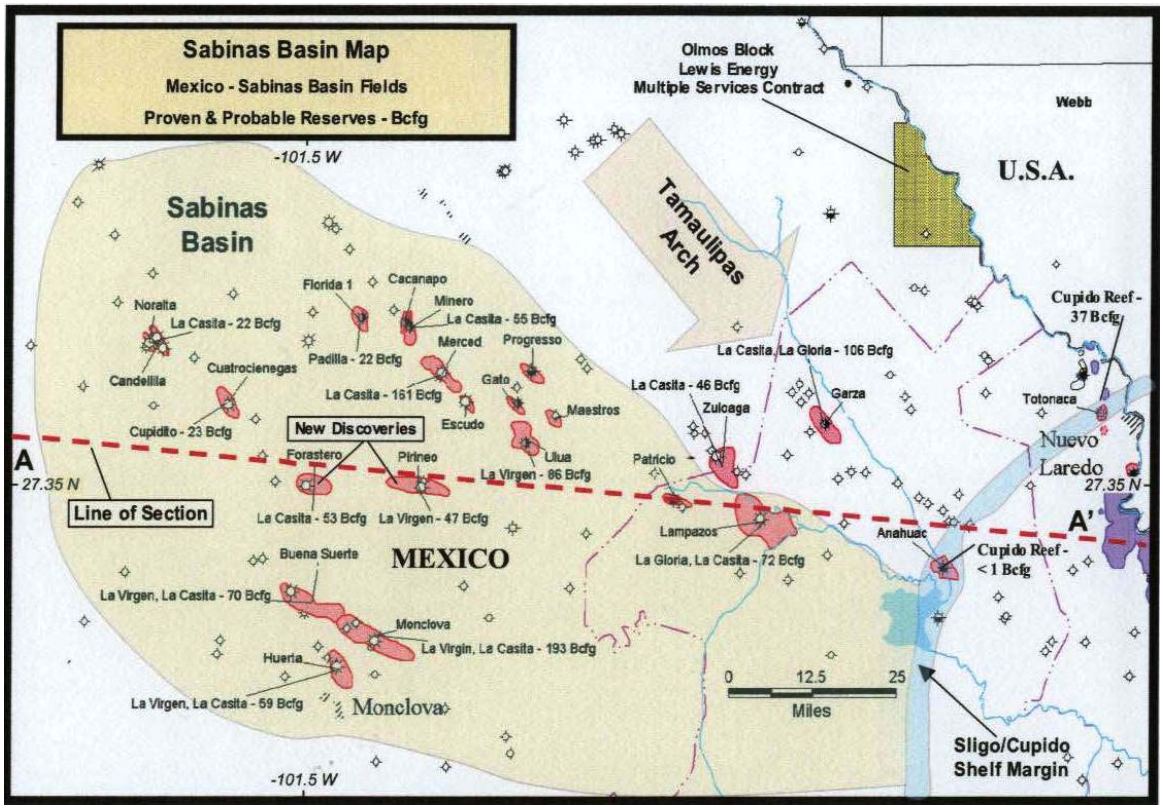


Fig. I.27. Distribución geográfica de los campos productores y reservas probables de gas, en la Cuenca de Sabinas. La sección A-A', representa de forma general, los eventos sedimentarios y sistemas de fallas profundas regionales, que componen la cuenca y su continuidad fuera de esta. Tomado de Dyer y Bartolini, 2004.

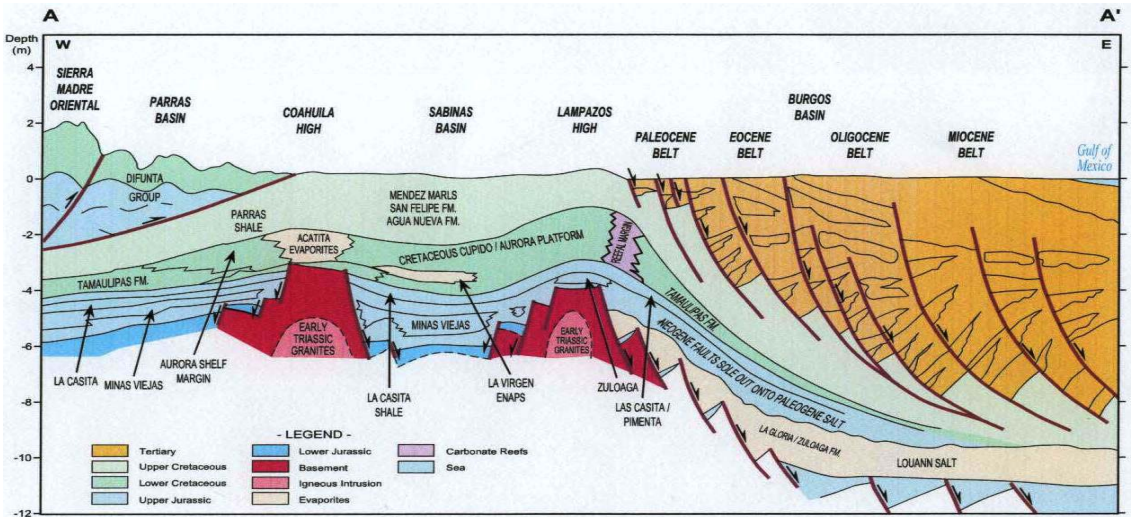


Fig. I.27. (Continuacion). La sección A-A', representa de forma general, los eventos sedimentarios y sistemas de fallas profundas regionales, que componen la cuenca y su continuidad fuera de esta. Tomado de Dyer y Bartolini, 2004.

Capitulo 2

La materia orgánica sedimentaria

2 La materia orgánica sedimentaria

En este segundo capitulo se presentara una síntesis bibliográfica sobre el origen y la transformación de la materia orgánica sedimentaria, que produce el kerógeno precursor de hidrocarburos.

2.1 El origen de la materia orgánica sedimentaria

Después de la muerte de los organismos vivientes la mayor parte de sus restos se reutiliza en el ciclo biológico del carbono orgánico, excepto una fracción muy escasa (ca 1%) que se acumula en los sedimentos (Durand, 1980; Tissot y Welte, 1984). La degradación de estas materias pasa por varias etapas de evolución que se extienden sobre tiempos geológicos variables. Los principales organismos vivos que son el origen de la materia orgánica son el fitoplancton, el zooplancton, los vegetales y las bacterias.

Estos organismos están constituidos por lípidos, proteínas e hidratos de carbono. La lignina forma parte también de los constituyentes principales de los vegetales superiores. Entre estos constituyentes, son los lípidos y la lignina que escapan más fácilmente al ciclo biológico del carbono

2.1.1 Composición y naturaleza del kerógeno

La materia orgánica engloba a la vez el kerógeno, estructuras orgánicas condensadas, formando una red tridimensional insoluble en los solventes orgánicos (Tissot y Welte, 1978; Durand, 1980; Figura II.1) y el extracto orgánico similar al bitumen, que es definido como la parte soluble de esta materia orgánica en los mismos solventes, y que se constituye por:

- hidrocarburos de dos clases: los hidrocarburos alifáticos que incluyen los alcanos lineales (*n-alcanos*), ramificados (*Isoalcanos*) y cíclicos (*cicloalcanos*), así como los hidrocarburos aromáticos incluyendo los compuestos puramente aromáticos (naftalenos, fenantrenos…), los compuestos cycloalkylaromaticos

y los compuestos aromáticos que contienen heteroátomos N, S, O (p.ej.: benzothiophènes, dibenzothiophènes, carbazoles, benzofuranos).

- moléculas di polares (resinas), que son compuestos policíclicos ricos en heteroátomos (N, S, de O), cuyas masas moleculares se incluyen entre 300 y 1000g.mol-1

- asfáltenos, que son moléculas próximas a la estructura del kerógeno pero que precipitan en el pentano, el hexano o el heptano. Implican un gran número de núcleos aromáticos policondensados que contienen cadenas alifáticas y algunos heteroátomos (N, S, O) con masas moleculares superiores a 1000 o incluso 10000 g.mol-1 o más aún.

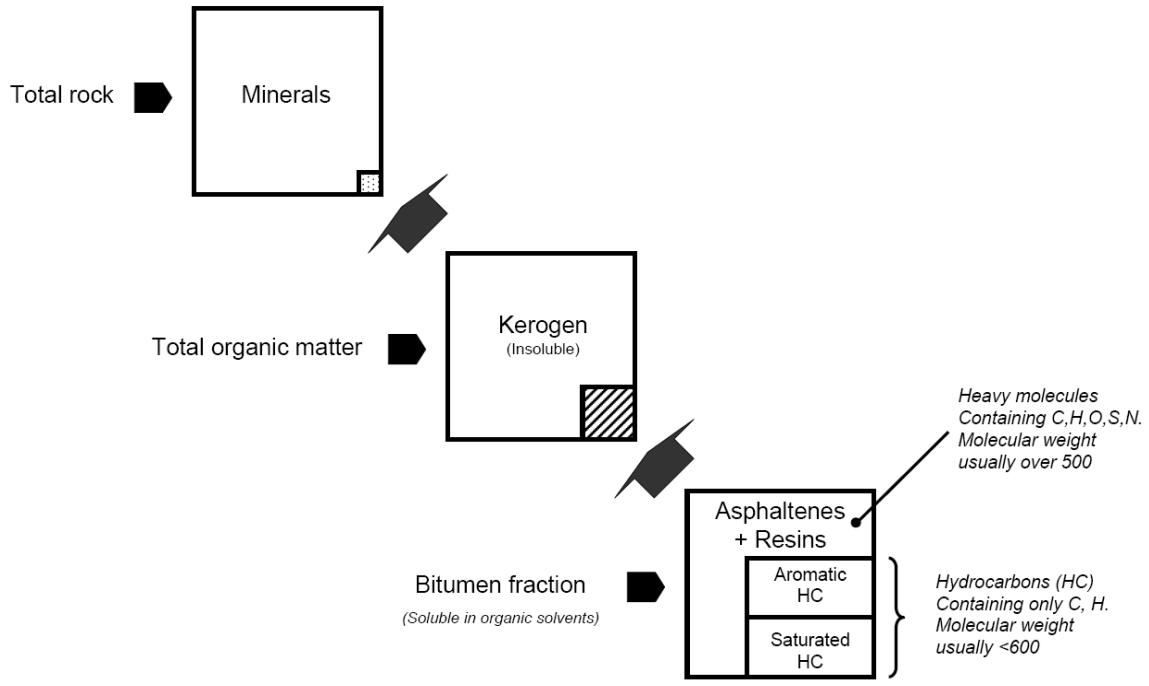


Fig. II.1. Composición y diseminación de la materia orgánica en rocas sedimentarias antiguas. Esquema digitalizado de Tissot y Welte (1978).

2.1.2 Clasificación de los kerógenos

Se utilizan varias técnicas físicas y químicas para caracterizar cualitativamente y cuantitativamente los kerógenos. El análisis elemental que es la más simple, se utiliza para determinar el contenido en carbono, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno y azufre del kerógeno.

Es una herramienta que permite establecer el diagrama Van de Krevelen que representa el origen y la evolución de los kerógenos resultantes de distintas materias orgánicas (Durand y Monin, 1980).

Ahora recordemos la definición de los tres tipos principales de kerógeno según sus orígenes (Tissot y Welte, 1978,1984):

- **Tipo I**: Estos kerógenos derivan de algas y bacterias, y tienen un origen lacustre. Son caracterizados por una elevada relación de H/C (~1.5) y una baja relación O/C (~0.1). Contienen principalmente cadenas hidrocarbonadas y pocas estructuras cíclicas y aromáticas.

- **Type II**: El origen de estos kerógenos es la biomasa planctónica marina. Las relaciones H/C y O/C, son del orden de 1.3 y ~ 0.15. Las cadenas alkiles (lineales alquílicas) son menos largas y la presencia de estructuras cíclicas y aromáticas es más importante que en el tipo I. hay un subtipo llamado TII-S que tiene la particularidad de un elevado contenido en azufre (8-14%). Estos kerógenos son el origen de los petróleos brutos ricos en azufre.

- **Tipo III**: Estos kerógenos tienen un origen vegetal terrestre (continental). Las relaciones H/C y O/C son del orden de (0.7-0.9) y (0.3-0.4) respectivamente. Contienen estructuras aromáticas y funciones oxigenadas. Son menos favorables a la generación de petróleo, pero dan gas a gran profundidad.

2.1.3 Diagrama de Van Krevelen

Los tres tipos de kerógenos pueden presentarse en el diagrama de Van Krevelen (Krevelen van, 1950, 1961, 1993) dónde la relación H/C se presenta en función de la relación O/C. este diagrama es muy utilizado por los geoquímicos, para hacer la clasificación y el seguimiento de la evolución de la materia orgánica.

La figura II.2, muestra los caminos que sigue cada tipo de kerógeno, en su curso hacia la madurez.

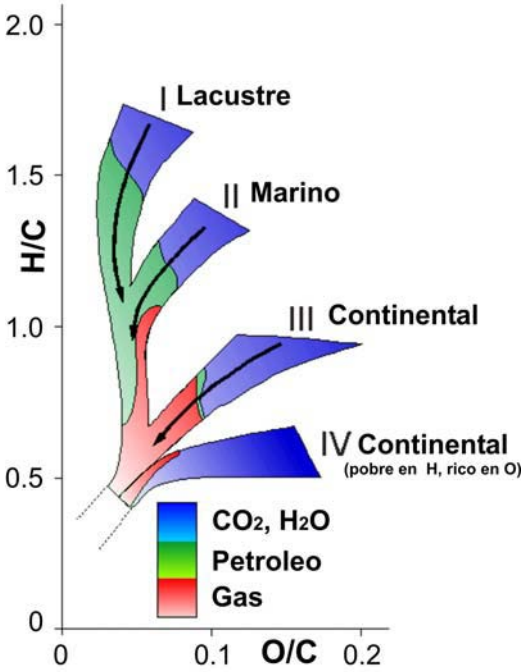


Fig. II.2. Diagrama Van Krevelen, modificado de Krevelen van (1993).

2.2 Evolución de la materia orgánica

La génesis de los hidrocarburos en una cuenca petrolera, resulta del craqueo térmico de la materia orgánica contenida en las rocas sedimentarias (carbonatadas o arcillosas). Bajo el efecto del aumento de la temperatura y la presión debidas al enterramiento en las cuencas (Figura II.3). El kerógeno va progresivamente desestructurándose y dar lugar, a la génesis de efluentes de naturaleza y composición muy variada.

2.2.1 La Diagénesis

El conjunto de las transformaciones físico-químicas y micro biológicas que sufre la materia orgánica directamente después de su enterramiento, se llama diagénesis. Son transformaciones precoces que tienen lugar a bajas temperaturas (<60°C) y poca profundidad (en el primer kilómetro del sepultamiento). En esta etapa la actividad bacteriana sigue desempeñando un papel importante y es responsable de la producción del metano biogénico. La policondensación de las materias orgánicas, los transforma en ácidos fúlvicos y húmicos. Un elemento clave de estas transformaciones es; la pérdida de las agrupaciones funcionales, la pérdida del nitrógeno y del oxígeno (Huc, 1980). Al final de la diagénesis la materia orgánica

sedimentaria se transforma en bitumen y en kerógeno. El bitumen es la parte soluble de la materia orgánica sedimentaria y el kerógeno su parte insoluble.

El kerógeno es una géomacromolecula orgánica muy compleja insoluble en los solventes usuales (Durand, 1980, Tissot y Welte, 1984). Es estable e inerte químicamente.

2.2.2 La Catagénesis

Con el aumento del sepultamiento, el kerógeno sufre cada vez más un aumento de presión y temperatura elevada. En esta segunda etapa de la evolución de la materia orgánica sedimentaria, y a una temperatura superior a 60°C, el kerógeno va a sufrir la catagénesis, que es definida como un proceso de craqueo térmico del kerógeno que conduce a la formación de petróleo y gas. La pérdida de sustancias del kerógeno durante esta etapa es considerable, se transforma la mayor parte del kerógeno (50 al 90% en masa) en productos fluidos (gas y líquidos).

El kerógeno residual es más denso, pobre en hidrógeno y rico en carbono (Sallé y Debyser, 1976). Tiene un carácter aromático más señalado (Pelet, 1980). Se considera una roca como roca madre solo cuando puede producir y expulsar hidrocarburos después de haber sufrido la diagénesis y la catagénesis (Tissot y Welte, 1984).

Los factores más importantes que determinan la cantidad de petróleo que un sistema puede generar son la riqueza en carbono de la roca madre y el contenido en hidrógeno que contiene el kerógeno. La ventana a aceite es el intervalo de profundidad donde la roca madre genera y expulsa el máximo de petróleo, lo que corresponde a una temperatura de 60°C a 120°C (Hunt, 1996). Las profundidades correspondientes dependen de la cuenca (2 a 4 km).

2.2.3 La Metagénesis

Es la última fase de transformación de la materia orgánica sedimentaria. Aquí comienza un craqueo térmico del kerógeno a alta temperatura. El metano es el único

producto casi formado y su producción disminuye durante la metagénesis. Los residuos sólidos comienzan a tomar una estructura grafítica (Hunt, 1996).

La metagénesis tiene lugar a temperaturas superiores a 150°C. Sin embargo el metano contenido en los almacenes de la cuenca, no viene solamente del craqueo del kerógeno. Más tarde, con el aumento de la temperatura, los hidrocarburos se transformarán en gas mientras que el kerógeno residual siga generando hidrocarburos gaseosos.

La génesis de los hidrocarburos se acompaña de transformaciones que afectan a la estructura del kerógeno residual: aromatización y condensación que le conducirá progresivamente a acercarse a la estructura del grafito.

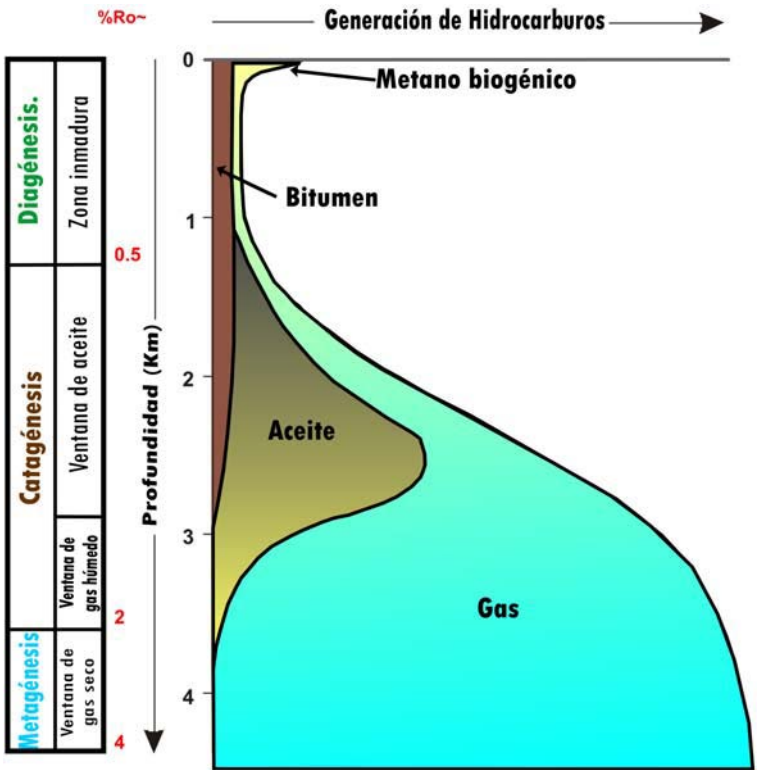


Fig. II.3. Esquema general de la evolución para la formación de hidrocarburos, en función de su enterramiento. (Modificado de Tissot y Welte, 1979).

2.3 Migración del petróleo

El aumento del enterramiento compacta la roca madre quien, bajo el efecto de la presión expulsa sus fluidos. El petróleo formado en la roca madre compacta, casi impermeable y de porosidad fina, se expulsa hacia una roca de porosidad mayor

(Sallé y Debyser, 1976), como las rocas carbonatadas. Esta roca se llama roca almacén. La estimación de la distancia recorrida por el petróleo es difícil de definir, esto es debido a que intervienen varios factores como: la naturaleza del petróleo, las características físicas y litológicas del almacén, l' historia sedimentaria de la cuenca y los movimientos orogénicos (Sallé y Debyser, 1976).

Esta migración puede ser corta (del orden del kilómetro) si los hidrocarburos encuentran un obstáculo (roca sello), o pueden alcanzar varios centenares de kilómetros (Selley, 1998). La dirección de la migración del petróleo con relación a la roca madre se hace naturalmente en forma tridimensional (Hunt, 1996; Burrus *et al.,* 1991). La migración vertical puede en casos raros llegar justo hasta la superficie, donde se expone a la evaporación y a la biodegradación.

2.3.1 Evolución del petróleo en el sistema petrolero

El petróleo es termodinámicamente meta-estable en las condiciones geológicas (Tissot y Welte, 1978,1984). Su composición en los reservorios varía en el tiempo y en función de la temperatura. Varios factores influyen sobre sus constituyentes: el craqueo térmico, la biodegradación, la interacción con el agua o salmueras de cuenca, la adsorción, el desasfaltado y la evaporación.

2.3.2 Cracking térmico del aceite

El petróleo sufre en el reservorio una alteración térmica llamada craqueo secundario. La temperatura y el tiempo son los factores principales que controlan este proceso y sus efectos son compensatorios (Tissot y Welte, 1978,1984). Con el aumento de la profundidad y en consecuencia de la temperatura, el petróleo bruto cada vez tiende a convertirse en más ligero. El modelado numérico de estos procesos es uno de los objetivos principales en este trabajo.

Capitulo 3
Técnicas y procedimientos analíticos

3 Técnicas y procedimientos analíticos

En esta parte se describirán las técnicas analíticas de petrografía, geoquímica orgánica e inorgánica, aplicadas en este trabajo. También se describirán los modelos numéricos utilizados y los programas satélites que ayudaron a la construcción de estos modelos.

3.1 Procedimiento analítico general

Este estudio esta basado en dos objetivos fundamentales.

I. Aplicación de técnicas analíticas a las muestras de núcleos y esquirlas
II. Análisis, interpretación y aplicación de datos de PEMEX, para la Cuenca de Sabinas. (estratigrafía, registros petrofísicos, datos de producción, cromatogramas de perforación, análisis cuantitativo del % C_mH_n, CO_2, H_2S, N, PH y ppm NaCl del agua, e isótopos de gas; δC^{13}, C_mH_n y CO_2.

El Anexo 1, representa la organización del trabajo de investigación, para así desarrollar los objetivos propuestos en esta tesis.

3.1.1 Petrografía.

El estudio microscópico de las rocas, es indispensable en la caracterización inicial de una cuenca sedimentaria, este se hace para:

1. identificación mineral;
2. diferenciación detrítica de las fases diagenéticas;
3. análisis y cuantificación de la abundancia de minerales;
4. paragénesis mineral (interacción agua roca);
5. descripción de la porosidad;
6. identificación del tipo de MO dispersa
7. migración del aceite y el gas

La correcta aplicación de técnicas petrográficas, darán como resultado una correcta descripción de la historia geológica de la cuenca (Emery y Robinson, 1993).

3.1.1.1 La preparación de muestras

La preparación de secciones pulidas con resina, para las muestras de esquirlas, se hizo de acuerdo con las norma ISO 7404-2, utilizando resina Araldite DBF CH con endurecedor HY956 EN. El pulido se hizo con carburo de silicio y agua en pulidor de rodaje, y el pulido de calidad metalográfica con alúmina y sobre paño de nylon. Adicionalmente en las muestras de niveles anhidriticos o muy carbonatados, se suprimió el pulido con agua, haciendo este en dos etapas;

1. Pulido en seco con lija giratoria de grado grueso a fino
2. Pulido de rodaje con aceite y carburo de silicio calidad metalográfica.

Para las muestras de núcleos, se siguió el procedimiento tradicional (p.e. Gonzáles-Partida *et al.*, 2008).

Una sección pulida por ambos lados es el tipo de preparación que sirve de base para todos los estudios comprendidos en el análisis de inclusiones fluidas. La confección de estas secciones es manual y se resume en las siguientes etapas:

- Corte de un área de 3 x 4 cm de muestra con minerales, en que sea factible el estudio de inclusiones fluidas.
- Desbastado de una cara hasta dejarla plana, con terminado de abrasivo # 1000.
- Pulido de calidad metalográfica con alúmina y sobre paño de nylon.
- Montaje de la muestra en un vidrio (generalmente de 40 x 40 mm), con pegamento NO epóxico y sobre la cara pulida.
- Desbastado de la segunda cara, hasta lograr un espesor de aproximadamente 100 a 120 micras definida como lamina gruesa o lame épaisse (en Frances) (superior a las 30 micras habituales de las láminas

delgadas para petrografía tradicional, con el objeto de contener una mayor población de inclusiones fluidas).

- Pulido metalográfico de la segunda cara.
- Desmontaje y limpieza de la sección pulida usando acetona

Continuando con la preparación de muestras de núcleos, la parte recuperada del sucre de láminas gruesas, se somete nuevamente al pulido hasta lograr una calidad metalográfica. Estas muestras se utilizaron en;

- Caracterización petrográfica (macérales, Inclusiones fluidas)
- Caracterización en florescencia
- Microscopia electrónica de barrido.

La preparación se hizo en el departamento de litopreparación del departamento de Ciencias de la Tierra, de la Universidad Henri Poincare Nancy 1, Vandoeuvre les Nancy, Francia. Los procedimientos y detalles de la preparación de muestras se pueden consultar en línea en la siguiente dirección http://www.lames-minces.uhp-nancy.fr/details/frame_litho.html

3.1.1.2 Los análisis petrográficos

La petrografía orgánica es el estudio y descripción de la fracción orgánica de las rocas. El análisis petrográfico es realizado utilizando la microscopia óptica (Combaz, 1980; ISO7404-3 e ISO7404-5) que nos permite la visualización de microestructuras, la descripción de la morfología de compuestos orgánicos, la determinación de la naturaleza física y química de la materia orgánica, y la determinación del tipo de materia orgánica.

En la materia orgánica existen diferentes entidades orgánicas, microscópicamente reconocibles estos son llamados *macerales,* pudiendo ser identificados al observar su morfología y coloración al efecto de la florescencia. Estos son considerados como los fragmentos de plantas y de microorganismos deshidrogenados por el efecto de la génesis en las rocas sedimentarias donde numerosos estudios

identifican, describen y clasifican los macerales en grupos, por su origen y estado de transformación térmica. (Stach *et al.*, 1982; Diessel, 1992; ICCP, 1998 e ICCP, 2001).

Las propiedades físicas y químicas de los macérales varían entre si, toda vez que representan partes de materiales originales de plantas, microorganismos, y por el grado de evolución en curso de la diagénesis y la catagénesis. También es posible distinguir los macerales por sus características morfológicas, por el color óptico, por el relieve de la superficie pulida, por la florescencia UV y por la variación en el porcentaje de reflectancia.

Los macerales están clasificados en tres grupos: las *vitrinitas*, las *Inertinitas* y las *liptinitas*. Tres prefijos son utilizados para dividir cada maceral en sub-grupos: *telo* y *detro* por diferenciar las partículas individuales con diferentes dimensiones y *gelo*, que significa que el material ha estado gelificado.

3.1.2 Petrografía y análisis de la diagénesis mineral.

En esta parte hablaremos de la geoquímica inorgánica aplicada a la geología petrolera, que estudia los cambios químicos y físicos, que sufren los sedimentos en cuenca sedimentaria, durante y después de su sepultamiento (Emery y Robinson, 1993). Este proceso no se puede ver, dado que ocurre en profundidad y con el paso de millones de años. Solo los productos de la interacción agua - roca, diagénesis mineral y formación de agua contemporánea, dan testigo de lo sucedido en el pasado. La geoquímica inorgánica es una herramienta capaz de interpretar estos eventos. Existen numerosos resultados, que se obtienen a partir de la aplicación de métodos de geoquímica inorgánica, y esta se puede resumir explicando tres áreas informativas particulares:

1) Tiempo; *Edad relativa o absoluta de la dilución de minerales, en el proceso de migración de fluidos (agua - petróleo).*

2) Temperatura; *Condiciones de Temperatura y fluidos en particular, en el cual los minerales crecieron o se disolvieron, presentes en los poros de la roca. La correlación y sincronización de la temperatura, puede relatar la historia de sepultamiento e historia térmica de una cuenca sedimentaria.*

3) Composición química; *La caracterización química de la variedad de isótopos estables, contenidos en el agua y minerales de una cuenca sedimentaria, contiene información sobre la historia de los fluidos, especialmente de la interacción agua-roca*.

En este trabajo se realizaron diferentes análisis en esta materia, con la intención de comprender los eventos y sucesos más relevantes, que dieron origen a los reservorios, rocas sellos, y acumulaciones de gases asociados a los hidrocarburos presentes en la cuenca. Estos análisis se detallan enseguida.

3.1.3 Petrografía de inclusiones fluidas

El estudio de las inclusiones fluidas está basado en el análisis petrográfico preliminar de los tipos de inclusiones fluidas y su disposición en un cristal determinado (González-Partida *et al.*, 2008), con el fin de establecer la cronología de la diagénesis por los principios petrográficos clásicos de superposición y cotejado de inclusión (Meyers, 1974, 1991). La mayoría de las inclusiones fluidas se pueden reconocer por presentar sus límites un alto contraste con respecto al mineral que las contiene. Esto es debido a una diferencia significativa en el índice de refracción entre las inclusiones fluidas y el mineral contenedor. Las inclusiones fluidas acuosas tienen índices de refracción entre 1.33 y 1.45, mientras que los minerales en que típicamente se encuentran tienen índices de refracción entre 1.43 y 3.22 (González-Partida *et al.*, 2008).

Los hidrocarburos líquidos, sin embargo, tienen índices de refracción que suelen ser similares a los del mineral contenedor. Una inclusión fluida acuosa típica contiene líquido claro brillante que domina en proporción volumétrica sobre una burbuja pequeña de vapor o gas. La gran mayoría de las inclusiones acuosas son incoloras, lo que contrasta con algunos hidrocarburos líquidos (L_{HC}), que presentan

coloraciones entre café rojizo y amarillo. En general, los minerales diagenéticos de cristalización espática contienen las inclusiones más útiles, en comparación con los minerales de grano fino. Los diámetros máximos de la mayoría de las inclusiones en este tipo de minerales suelen ser de 5 a 10 μm. El objetivo de la petrografía de inclusiones fluidas es establecer las diferentes familias de inclusiones presentes y determinar el tiempo de atrapamiento relativo a la formación del mineral que las contiene. Existen tres categorías de inclusiones fluidas, según su origen deducido en base a criterios petrográficos: (1) primarias, (2) secundarias, y (3) pseudosecundarias (p.e. Roedder, 1984; Goldstein y Reynolds, 1994).

Las inclusiones primarias se forman durante las etapas de crecimiento del mineral y contienen los fluidos que le dieron origen. Las inclusiones secundarias se atrapan en fracturas posteriores a la formación del cristal, de modo que los fluidos que contienen no tienen relación con el origen del mineral. Las inclusiones pseudosecundarias se atrapan en fracturas que se forman antes de que termine el crecimiento del cristal contenedor, por lo que sus fluidos están relacionadas genéticamente con dicho cristal (González-Partida *et al.*, 2008).

Las inclusiones primarias son las de mayor importancia para estudios microtermométricos y de caracterización presión-volumen-temperatura-composición (PVTX), y se identifican comúnmente relacionándolas con las zonas de crecimiento del cristal. Las zonas de crecimiento se evidencian petrográficamente por la distribución de inclusiones fluidas o sólidas o con fluorescencia UV. Para que los datos microtermométricos de inclusiones fluidas reflejen las condiciones iniciales de la formación del cristal deben de cumplirse las siguientes premisas:

a) Las inclusiones fluidas deben haberse atrapado inicialmente como una fase única homogénea,
b) deben conservar su densidad y volumen y no haber interactuado con otros fluidos; esto último sólo se cumple si la cavidad de la inclusión no ha sufrido cambios postrapamiento como son (p.e. Goldstein, 2001): (1) estrangulamiento o encuellamiento (necking down), (2) dilatación (stretching), o (3) decrepitación o fuga de fluidos (leakage), con o sin relleno con fluidos nuevos de la cavidad.

Las Inclusiones acuosas; estas generalmente constituidas por una, dos o tres fases a 20°C: una fase liquida (L) seguida del sistema agua – gas disuelto – sal; una fase vapor (V) compuesta principalmente por metano y vapor de agua; una fase sólida mineral (carbonatos, sulfatos, silicatos, sal) u orgánica (bitumen) (González-Partida *et al.*, 2008).

3.2 Técnicas Analíticas

3.2.1 Estudios petrográficos

Las técnicas petrográficas, son aplicadas en este trabajo de tesis, para estudiar cualitativa y cuantitativamente, la materia orgánica, los minerales de las rocas y las inclusiones fluidas.

3.2.1.1 La reflectancia de la vitrinita

Los parámetros de madurez térmica más fiable y más utilizada por los geólogos y petrografos orgánicos, es el poder reflector de la vitrinita. Utilizando un microscopio óptico de luz reflejada (PRV, Ro, Rv, Rr; Alpern, 1970; Alpern y Lemos de Sousa, 1970; Alpern, 1984; Figura III.1). Este parámetro es determinante en la exploración petrolera, ya que nos muestra la evolución térmica real de la materia orgánica, toda vez que las vitrinitas son partículas originales de materia orgánica depositada en la cuenca, que no migran como los hidrocarburos (gas y petróleo).

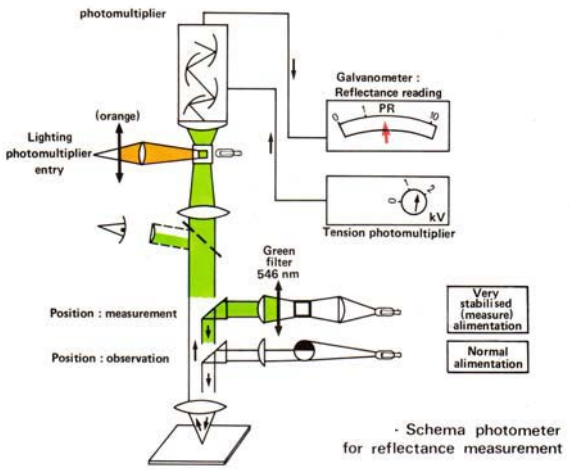


Fig. III.1. Principio de un microscopio con fotómetro para reflectancia. (Tomado de Robert, 1983).

La reflectancia de un material, es el reporte de la intensidad de la luz reflejada y de la luz indicente expresada en porcentaje. Este valor es calculado por la formula de Fresnel-Beer:

$$Ro = (n - N)^2 + n^2 k^2 / (n + N)^2 + n^2 k^2$$

n: índice reflector del material; N: índice reflector del aceite; *k*: índice de absorción y *k* = K*C, donde K es el coeficiente de extinción molecular, que depende de la naturaleza del grupo funcional de la materia orgánica y C es la concentración de esta sustancia.

El %Ro es uno de los parámetros capaz de evaluar la evolución de la materia orgánica en función de la temperatura y del tiempo con una cinética de orden 1 de tipo Arrhenius, ejemplificado en el algoritmo EASY%Ro de Sweeney y Burnham (1990).

Las mediciones son efectuadas en un microscopio MPV-Combi Leitz®, utilizando un objetivo de 50x a inmersión de aceite (*n= 1.515*), con un haz de luz blanca de longitud de onda 546 µm.

El número de medidas de reflexión requeridas por estimar el %Ro aleatorio medio, debe ser suficiente para asegurar una estimación correcta. De acuerdo con los métodos estadísticos, estos sugieren que se deben hacer al menos 100 medidas de %Ro, para poder obtener un valor medio del %Ro con ± 2% de error (Stach *et al.*, 1982). Pero es posible encontrar un valor fiable de ± 5% de error si se hacen 20 o 30 medidas de %Ro (Barker y Pawlewicz, 1993). Esta parte del proceso de medición, es posible en carbones ricos en materia orgánica TIII concentrada, sin embargo en rocas con materia orgánica dispersa, donde la población de vitrinitas es reducida, es muy complicado encontrar 30 de ellas en una misma muestra, por lo que nosotros aplicamos nuestro criterio al determinar el valor medio del %Ro, con menos de 20 medidas.

A partir de valores de %Ro, es posible determinar las temperaturas máximas registradas por la materia orgánica. Según el contexto geológico, se puede utilizar

una simple formula que calcula directamente el valor de la paleótemperatura en función del %Ro. El valor de la temperatura evoluciona diferentemente en función del enterramiento o de un metamorfismo hidrotermal o un metamorfismo de contacto. En ese caso, una aproximación es asociada al enterramiento y esta expresado en la formula de Barker (1994):

$$T = \ln Ro + 1{,}68 / 0{,}0124$$

T= paleotemperatura en °C
Ro= poder reflector de la vitrinita en %

El cálculo de %Ro es una técnica aceptada internacionalmente, capaz de calcular una medida precisa de las paleotemperaturas. Esta técnica es aplicable en una amplia gama de temperaturas de maduración artificial y su comportamiento esta modelizado de acuerdo con Burnham y Sweeney (1989). La estandarización de esta técnica y el desarrollo continuo en petrografía del carbón y materia orgánica, esta controlado por el International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP) y estandarizado por la ASTM e ISO.

3.2.1.2 Microscopia de fluorescencia de la materia orgánica

El estudio en florescencia petrográfica, es esencialmente utilizado con fines palinologicos, dado que puede determinar las estructuras orgánicas, de bacterias y plantas que nos muestra la paleobiodiversidad propia de una región, así como determinar su paleoambiente de deposito. Esta técnica nos permite determinar el tipo de materia orgánica y ubicarla en una ventana de la génesis de los hidrocarburos. Por lo tanto es esencialmente importante observar en florescencia las muestras provenientes de una cuenca sedimentaria, para definir el o los tipos de materia orgánica que coexistieron en el depósito de estos.

El microscopio de florescencia, funciona bajo el efecto de radiación por longitudes de onda corta, ultravioleta o azules, la parte hidrogenada de la materia orgánica emite un espectro luminoso, con longitudes de onda más largas, que extiende a una pieza o al espectro visible total. Este espectro es característico de la materia de emisión;

se observa en luz de incidente, después de filtrar los rayos ultravioleta o azules (Figura III.2). El reflector no es un prisma, en cuanto a medidas de la reflexión, sino una placa de cristal dicroica que favorece la reflexión de rayos azules y la transmisión de longitudes de onda más largas.

El estudio se efectúo en el laboratorio del INCAR, (Oviedo España), en un microscopio MPV2-Leitz® equipado con un objetivo de 50x.

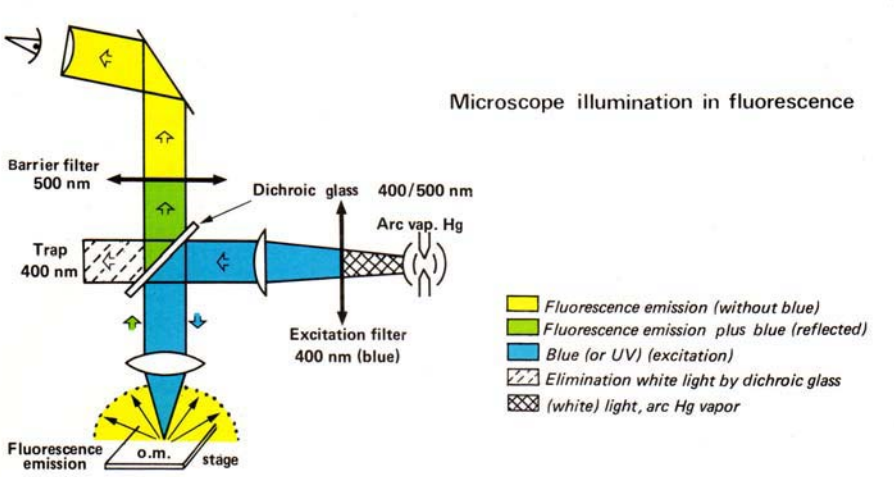


Fig. III.2. Esquema de un microscopio petrográfico de iluminación en florescencia. (Tomado de Robert, 1983).

3.2.1.3 Microscopia en fluorescencia de inclusiones fluidas

Las muestras de inclusiones fluidas, fueron observadas con un microscopio Olympus® BX-50, equipado con epifluorescencia UV (λ=365 nm), para localizar las zonas de cementación y eventualmente las inclusiones fluidas con aceite. Este equipo esta constituido por un filtro de excitación U-MNU2 (360-370 nm) y por un filtro de emisión LP400 (>400nm). La diferenciación entre las inclusiones acuosas y con hidrocarburos se hace fácil al utilizar este equipo. Además cuenta con una cámara capaz de captar imágenes y video.

Las Inclusiones con hidrocarburos líquidos; estas compuestas por una, dos, tres o cuatro fases a 20°C. La fase liquida puede ser constituida por aceite (L_h) al igual que una fase acuosa (L_{aq}). La fase vapor esta constituida generalmente por hidrocarburos ligeros (metano, etano….). Una fase sólida puede estar presente en forma de cristal de carbonato, de sal, de sulfato, de silicato o bitumen. Las fases de

sólidos orgánicos, pueden ser más aceptables a atribuírseles a hidrocarburos pesados del tipo parafinas o complejos tipo aromáticos, N. S. O. La técnica de fluorescencia fue aplicada en inclusiones fluidas con aceite, para observar además, en función de su coloración la tendencia hacia aceites ligeros o pesados.

3.2.1.4 Microtermometría

El estudio microtermométrico, consiste en observar los cambios de fase que sufre una inclusión fluida durante un calentamiento o enfriamiento programado. La medida mas común en el contexto de rocas sedimentarias, es la temperatura de transición de una mezcla bifásica (L+V) a una mezcla monofásica (L o V). Esta temperatura es llamada temperatura de homogenización (T_h). Otras temperaturas de cambios de fase pueden ser medidas, tales como la temperatura de fusión (T_f), durante el paso de un estado sólido a un estado líquido. Esta medida es clásicamente utilizada para el calculo de salinidad (wt% NaCl eqv.), pero es abandonada en el caso del estudio de muestras de roca carbonatadas, debido a que en minerales frágiles (calcita, dolomita y fluorita), existe una deformación física irreversible, que consiste en una aumentación del volumen de la inclusión y por consecuencia una disminución de la densidad y una aumentación irreversible de la Th (Lawler y Crawford, 1983; Ulrich y Bodnar, 1988 y Meunier, 1989). En tanto en los carbonatos, contrariamente a la termometría clásica, la salinidad es calculada siguiendo el método microespectroscópico Raman propuesto por Dubessy *et al.*, (2002). Esta técnica permite obtener los registros de la naturaleza y la composición de uno o varios fluidos contenidos en la inclusión. La microtermometría es la técnica de base que permite remontar a las condiciones PTX de atrapado de inclusiones acuosas e hidrocarbonadas.

La medida por termometría se realizo en el laboratorio UMR G2R-CREGU (Nancy, France) a partir de una platina Linkam® MDS 600 (Figura III.3) adaptada a un microscopio Olympus® BX-50 (Figura III.4). Este equipo permitió la observación de cambios de fase entre -193 y +600°C, con una precisión de 0,1°C. El calibrado se realiza a alta temperatura con la ayuda de inclusiones fluidas a hidrocarburos naturales de referencia y por las temperaturas conocidas de fusión de sólidos a 135°C (Merck), 260°C (Omega engineering Inc.) y 306,8°C (Merck). A baja

temperatura el calibrado es efectuado con la utilización de síntesis de óptano y de pentadecano puro. La transición de fases se observo a través de objetivos 5x, 10x, 20x y 50x.



Fig. III.3. Platina Linkam® MDS 600 motorizada. Laboratorio G2R-UHP.



Fig. III.4. Microscopio Olympus® BX-5 de luz transmitida con objetivos 5x, 10x y 50x, para trabajo a larga distancia. Laboratorio G2R-UHP.

3.2.1.5 Microespectroscopia Raman

La microespectrometría Raman es una técnica no destructiva y puntual, que permite identificar y analizar los sólidos, los liquidaos y los gases (CH_4, H_2S, CO_2, N_2, H_2...) identificados por la posición de rayos espectrales.

El principio obedece al fenómeno de vibración Raman de especies moleculares, toda vez que estas son excitadas por una radiación monocromática. Este fenómeno es observado por todas las especies poliatómicas. La posición de rayos espectrales es en función del modo de vibración (stretching, bending, rocking), del tipo de unión intraatómica y de la masa de átomos. Sus posiciones permiten la definición de una gran cantidad de compuestos.

En el caso de las inclusiones fluidas, esta técnica permite la identificación y la cuantificación del gas contenido en la fase vapor a la temperatura de laboratorio (+/- 20°C), la identificación del gas disuelto en la fase liquida y la identificación de la mineralogía de sólidos contenidos en las inclusiones. La salinidad de fases acuosas en inclusiones de minerales huésped frágiles (carbonatos – fluorita) es calculada por el método de Dubessy *et al.,* (2002). La combinación con una platina

microtermométrica Linkam® MDS 600 permite alcanzar las condiciones de homogenización de inclusiones, También a la homogenización, los contenidos en CH_4 disuelto son calculados utilizando el calibrado según Guillaume *et al.,* (2003), por el sistema H_2O-NaCl-CH_4 (Dubessy, 2001; Guillaume *et al.*, 2003; Pironon *et al.*, 2003). Los contenidos en H_2S disuelto son calculados siguiendo el calibrado desarrollado en curso de la Tesis de N. Jacquemet (CREGU-G2R, 2005).

Los análisis Raman, fueron efectuados en el UMR G2R-CREGU, con un espectrómetro Labram Jobin Yvon® (Figura III.5) acoplado a un láser de argon ionizado a 514,2 nm, la potencia generalmente utilizada en salida de tubo es de 300mW. El tiempo de adquisición del espectro puede variar de 1 a 40 segundos según la inclusión y el mineral huésped.



Fig. III.5. Microscopio con espectrómetro a efecto RAMAN, Labram Jobin Yvon®, Laboratorio G2R-UHP.

3.2.1.6 Microscopia electrónica de barrido

El microscopio electrónico de barrido (MEB), es un microscopio equipado de un potente captador de imágenes de alta resolución, que permite un acercamiento máximo de cerca de 200000x, y que nos permite hacer entre otras cosas;

1) Identificación de minerales
2) Diferenciación detrital para la fase diagenética
3) Observación de la textura mineras
4) Descripción de la porosidad
5) Determinar la fase química de los minerales

Esto es gracias a la emisión de electrones y radiación X (Emery y Robinson, 1993).

El principio del MEB se basa en el barrido de la superficie de la muestra por un haz electrónico (Maurice *et al.*, 1979), causando la emisión de electrones secundarios así como la retrodifusión de electrones y la radiación X. La emisión de electrones secundarios permite caracterizar la superficie de la muestra. La retrodifusión de electrones aporta información cualitativa sobre la composición química de las fases mineral, y la radiación X permite realizar análisis específicos semicuantitativos por acoplamiento con un espectrómetro a dispersión de energía (McMullan, 1993).

Los análisis MEB, se realizaron en dos laboratorios y con dos equipos diferentes, el primero fue con un equipo MEB TESCAN® VEGA II XMU., ubicado en la Universidad Louis Pasteur, Strasburg Francia. El segundo fue con un equipo Hitashi® S2500 FEVEX, ubicado en la Universidad Henri Poincare, Vandoeuvre Francia.

Antes del análisis, cada muestra de acuerdo al procedimiento tradicional, debió ser metalizada al carbono (Emery y Robinson, 1993).

3.2.1.7 Pirolisis Rock-Eval® 6

El método Rock-Eval® fue desarrollado por el Instituto Frances del Petróleo (IFP) en el año 1973 (Espitalié *et al.*, 1977), para determinar el potencial petrolero actual de las rocas, en función de la cantidad de hidrocarburos libres, sobre el tipo y el estado de evolución de la materia orgánica (Espitalié *et al.*, 1985, a, b). Los datos se pueden adquirir en curso de un solo ciclo de análisis, con una duración de 20 minutos por muestra, es por eso que este método es tan aceptado en la caracterización geoquímica.

Para conocer mejor los beneficios y limitantes de la familia de equipos Rock-Eval® (Vinci Technologies S. A.), habría que hablar de los fundamentos del método y su utilización, el significado geoquímico de los parámetros que este aparato utiliza, y la interpretación de estos en el marco de la exploración petrolera, son descritos por Espitalié *et al.*, (1977, 1985, a, b) y Lafargue *et al.,* (1998).

El análisis por el método Rock-Eval®, consiste en una técnica que aplica la pirólisis a una pequeña muestra de roca (100 mg en promedio). Esta muestra se calienta entre

los límites de temperaturas definidas, dentro de una atmosfera inerte (Helio y Nitrógeno) (Figura III.6) con el fin de definir cuantitativamente:

- Los hidrocarburos libres en forma de gas y aceite contenidos en la muestra de roca
- Los compuestos en hidrocarburos y compuestos oxidados (CO_2) que son expulsados después del crackage de la materia orgánica no extraíble de la roca (Kérogeno).

Los afluentes producidos a partir de un microhorno equipado de un divisor, son transportados por un flujo de gas inerte hacia un detector a ionización de llama (FID) con el fin de cuantificar los compuestos hidrocarbonados volatilizados (picos S0, S1) o resultantes del craqueo del kerógeno (pico S2). La otra salida del divisor se destina al análisis del CO_2 y el CO (pico S3) procedente del craqueo del kerógeno por un detector a conductividad térmica (TCD). El residuo de pirolisis se somete a continuación a un aumento progresivo de la temperatura, pero esta vez bajo aire. El CO y CO_2, que son emitidos por la materia orgánica, al oxidarse son cuantificados por células infrarrojas (pico S4).

Los espectros obtenidos se presentan en la forma de cuatro picos (Figura III.6; Espitalié., 1985, a, b, 1986; Lafargue., 1998):

- El pico S1, corresponde a la cantidad de hidrocarburos libres en la muestra (gas y aceite de C1 - C35) que son volatilizados en un rango de temperatura de entre 100° C a 300° C y durante el transporte isotermico;
- El pico S2, representa la cantidad de compuestos hidrocarbonados provenientes del crackage, entre 300 y 600°C, del kerogeno y de compuestos pesados extraíbles como resinas y asfaltenos. Es la cantidad de aceite y de gas que el keroseno puede producir durante la maduración térmica. El pico S2 es llamado también *potencial petrolero residual.* El porcentaje de error en este pico es de 5%.
- La temperatura máximas medida en el pico S2 (en °C) llamada "Tmax", es un indicador de la madurez de la muestra analizada. Esta es representativa

para la termo-estabilidad del kerogeno. El porcentaje de error es de ± 3°C sobre el valor de Tmax.

- El pico S3 representa la cantidad de CO_2 y CO atrapados separadamente en el craqueo del kerogeno.
- El pico S4 representa el contenido en carbón orgánico residual (% ponderable) de la muestra después de la pirolisis, obtenido por combustión bajo aire. El CO_2 y CO liberados de esta oxidación de la materia orgánica residual representa el pico S4

Los tres parámetros S1, S2 y S3 son expresados en miligramos de hidrocarburo (S1, S2) o de CO_2 + CO (S3) por gramo de roca (mg HC/g roca)

Varios parámetros vienen determinados por microprocesador (Espitalié, 1985, a, b, 1986; Killops *et al.*, 1998; Lafargue, 1998), que derivaron en la obtención de;

- TOC – Es el porcentaje de carbono asignado a la materia orgánica de la muestra, llamado también "carbón orgánico total" (COT en % en peso del sedimento), calculado a partir de la suma del carbono orgánico obtenido en pirolisis (PC) y en oxidación (RC). Determinada por la siguiente expresión; TOC = (SI + S2) x 0.083 + ($S3CO_2$ x 12/440) + (S3CO x 12/280) + ($S4CO_2$ x 12/440) + (S4CO x 12/280).
- IH – El índice de hidrogeno, representa el valor de los afluentes hidrocarbonados emitidos durante la pirolisis (representado en el pico S2), expresado en mg de hidrocarburos por gramos de carbón orgánico total (mg HC/g TOC). Este representa el potencial petrolero de la roca, y se determina siguiendo la siguiente expresión; IH = 100(S2/TOC).
- IO – índice de oxigeno, representa el valor de CO_2 y CO de origen orgánico producido durante la pirolisis (representado por el pico S3), expresado en mg de CO_2 + CO por gramos de carbón orgánico, y se determina siguiendo la siguiente expresión; IO = 100(S2/TOC).

Los valores IH e IO son equiparables a los valores H/C y O/C del kerogeno, y pueden ser graficados en un diagrama de tipo Van Krevelen.

Actualmente existe la versión 6 del equipo Rock-Eval® (Figura III.7; Behar *et al*., 2001), esta versión tiene mejoras que consisten en;

- Micro-hornos que calientan hasta 800°C para la pirolisis y 850°C para la combustión con las puntas de prueba en contacto con la muestra, permitiendo un mejor control de la temperatura;
- Células infrarrojas para la grabación continua en línea de la producción del CO_2 y del CO durante pirolisis y la oxidación
- Posibilidad de cuantificar el contenido (wt%) en carbón mineral (calcita, dolomita, etc...) representado en su pico S5. Calculado por la formula;
  OxiMinC = (S5 * (12/44)/10)

Los estudios Rock-Eval®, se realizaron en el laboratorio GEA del Instituto de Geología de la Universidad de Neuchâtel (Suiza).

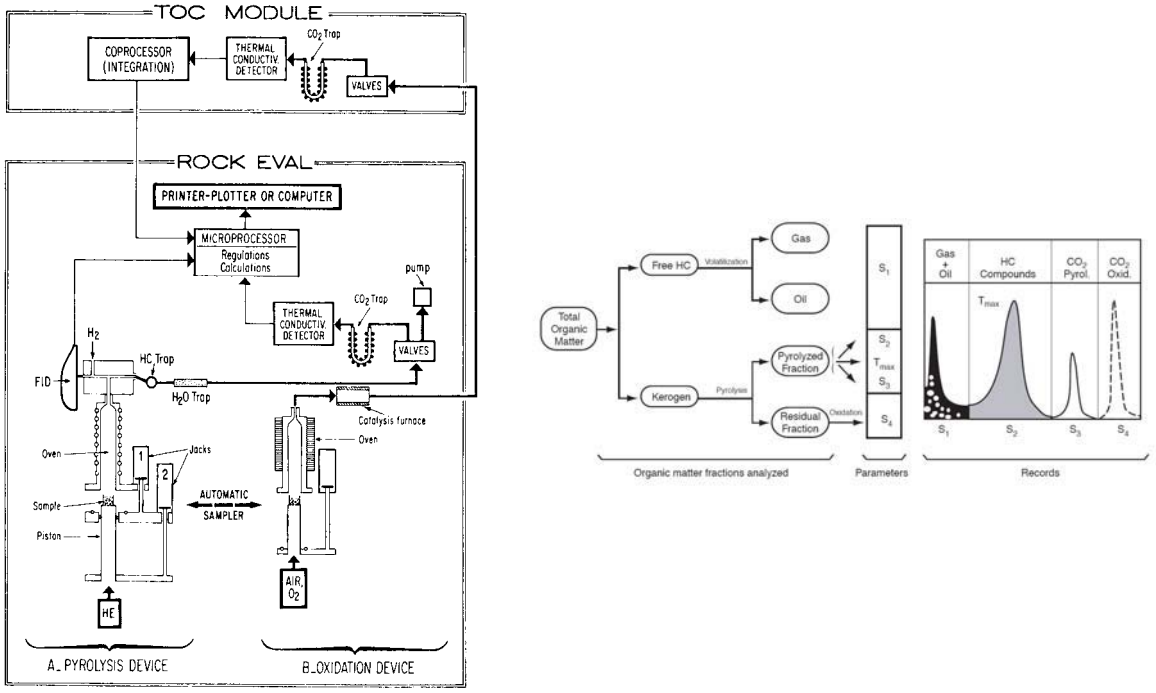


Fig. III.6. Principio de un equipo Rock-Eval II. Tomado de Espitalié (1983), y diagrama general del procedimiento analítico de las diferentes fracciones analizadas para la materia orgánica total, correspondientes a los parámetros de salida de un Rock Eval 6, modificado de Espitalie (1983) por Lafargue *et al.,* (1988).

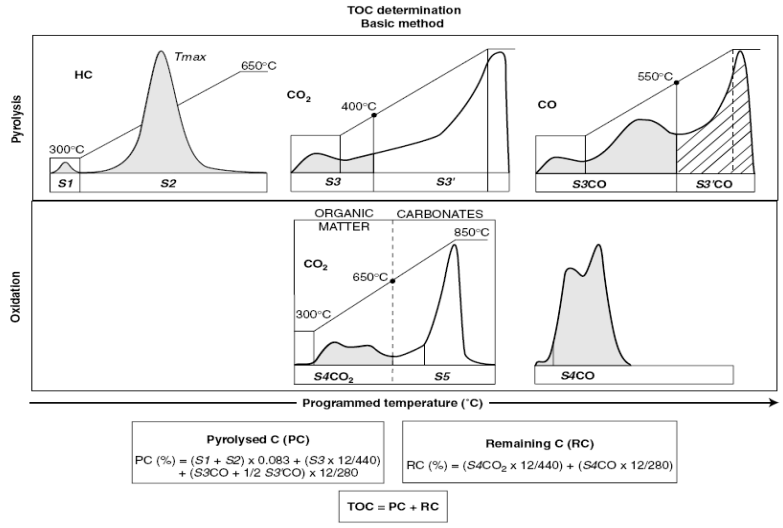


Fig. III.7. Proceso analítico para el calculo de TOC en Rock-Eval 6 (Tomado de Behar *et al*., 2001)

3.2.1.8 La difracción de rayos X

La difractometria de rayos X (DRX), es una técnica de análisis basada en la difracción de rayos X sobre la materia. (Figura III.8; Jenkins y Snyder, 1996; Lanford y Louër, 1996).

Los rayos X, al igual que las ondas electromagnéticas, causan un desplazamiento de la nube electrónica con relación al núcleo en los átomos, estas oscilaciones inducidas causan una reemisión de ondas electromagnéticas a la misma frecuencia, este fenómeno se llama difusión Reyleigh.

La longitud d' onda de los rayos X que es del orden de magnitud de las distancias interatómicas (algunos Å) y las interferencias de los rayos difundidos van a ser alternativamente constructivas o destructivas.

Según la dirección del espacio, se tendrá un flujo importante de fotones X, o al contrario muy escaso; estas variaciones según las direcciones forman el fenómeno de difracción X. Las direcciones en las cuales las interferencias son constructivas, llamadas “picos de difracción”, pueden venir determinadas muy simplemente por la fórmula siguiente; ley de Bragg: $2d \sin\theta = n\lambda$, con d = distancia interreticular *hkl*, que quiere decir la distancia entre dos planos cristalográficos; θ = Angulo de incidencia de rayos X; n = orden de reflección (numero entero); λ = longitud de onda de rayos X.

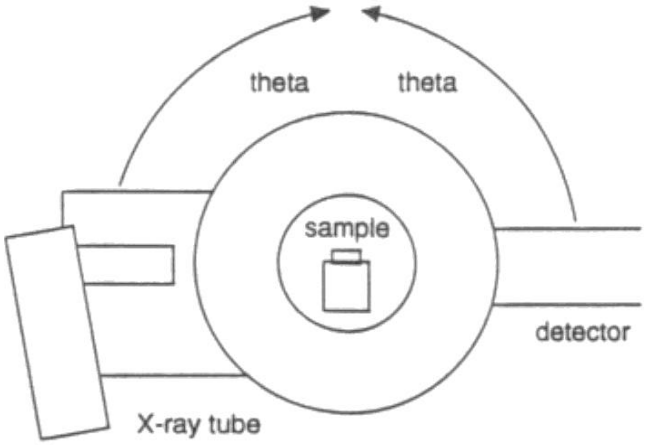


Fig. III.8. Esquema simplificado de una configuración DRX, compuesta por el generador de rayos X (Xray-tube), el detector de rayos X (X-ray detector) y la cámara de muestras (sample) durante un escaneo de rayos X. En esta configuración el tubo de rayos X y el detector, ambos se mueven con el ángulo theta (q), y la muestra permanece fija. (Tomado de Flohr, 1997).

Durante este trabajo se analizaron 115 muestras, de la Cuenca de Sabinas. Los patrones enteros DRX de las muestras de roca, fueron registrados usando un difractómetro Siemens® D500, operado en 40 Kv y 30 mA, con una radiación de CuKα. El laboratorio a cargo del análisis fue el Museo de Historia Natural de Paris (Paris, Francia). Los rangos de operación son de 2θ para 2, y 64°, con un tamaño de paso de 0.02° 2θ durante 2 segundos. El contenido del carbonato (MCM) fue evaluado por monocalcimetria en 100 g de polvo. El contenido del carbonato se calcula usando la relación: MCM = %calcita + %dolomita*1.0850 + %siderita*0.8639. La determinación semi-cuantitativa de los minerales principales se ha realizado vía EVA© (Socabim) usando la intensidad de las reflexiones de DRX y de la cantidad principal de la calcita como estándar interno.

El interés en aplicar esta técnica a la Cuenca de Sabinas, radica en la necesidad de caracterizar mineralogicamente y de forma rápida, los contenidos minerales de las formaciones de la misma, para determinar con mayor certeza el sistema petrolero actual, de cada pozo estudiado.

3.2.1.9 Isótopos $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ en la roca

El estudio de isótopos estables de $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ en calcita, dolomita y siderita, se desarrollaron en el laboratorio de la Estación Experimental del Zaidín, del CSIC (Consejo Superior de Investigaciones Científicas) España. El análisis se hizo, con un

equipo VG PRISM Series II asociado a un sistema de preparación de muestras tipo ISOCARB, haciendo en las rocas, minerales y cementos carbonatados, una reacción con ácido fosfórico ultra puro (100%), para desprender CO_2 que se analiza posteriormente en el espectrómetro de masas para determinar la composición isotópica del oxígeno y del carbono.

3.2.2 Isótopos del gas

Los isótopos $\delta^{13}C$ del gas, para el CH_4 y el CO_2 de producción en campos petroleros, son utilizados como una herramienta importante para la exploración de los hidrocarburos, graficándolos y trazando líneas que nos permitan ubicarlos en una escala de origen (Figura III.9). Sin embargo hoy en días los alcances de esta técnica van más allá del simple origen, por lo que en este trabajo el uso de estos fue determinante, para definir el origen principalmente del CO_2 asociado al CH_4 de producción. (Prinzhofer y Battani, 2003).

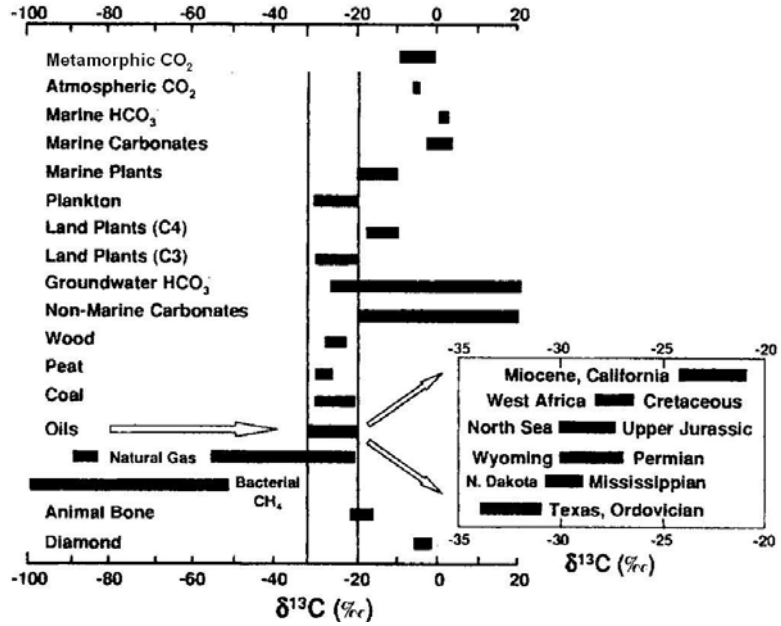


Fig. III.9. Variación del cociente del isótopo estable de carbono (VPDB estándar) para diferentes compuestos orgánicos e inorgánicos. Modificado de Mook, (2001); Emery y Robinson, (1993) y Peters *et al.,* (2007).

3.2.2.1 Isótopos, $\delta^{13}C$ gas

El gas natural puede considerarse como una firma fiable para el conocimiento sobre los hidrocarburos líquidos que pueden asociársele. Dado que recientes progresos en la medida de los isótopos estables del carbono (del metano al butano y el dióxido de

carbono), vinculados principalmente con la utilización de GC-C-IRMS (Cromatógrafo de gases - combustión - espectrómetro de radios de masas isotópicas), permitieron describir numerosos procesos físico-químicos que afectan al gas natural, en vez de utilizar estas firmas como simples huellas dactilares de orígenes, como era el uso antes. Estas reconstrucciones proporcionan excelente información sobre su origen y sobre la evolución dinámica de los fluidos de hidrocarburos entre la roca madre y la acumulación en los reservorios. (Prinzhofer y Batanni, 2003).

La caracterización de los isótopos de gas en la cuenca de Sabinas, se aplico con el fin de asociar estos datos a los resultados del modelo geoquímico, que nos permitiera inferir sobre los orígenes de los hidrocarburos de la cuenca, y sobre el proceso de sulfato reducción térmica (TSR) observado en el estudio por microscopia electrónica de barrido.

Varios autores proponen esta técnica por sus amplios beneficios en la aplicación de la metanogenesis para depósitos de hidrocarburos, (Colombo *et al.*, 1970; Stahl 1977; Bernard *et al.*, 1977; Schoell 1980, 1983; Galimov, 1988; Faber, 1992, Prinzhofer y Huc, 1995 y Prinzhofer *et al.*, 2000, a, b) incluso si una cierta generación poco convencional del metano se ha observado, esta técnica puede determinar procesos inorgánicos marginales que ayudaran a comprender el comportamiento mineral (Charlou y Donval, 1993; Charlou *et al.*, 1998; Guo *et al.*, 1997; Wang *et al.*, 1997 y Szatmari, 1989). Esta parte es de vital importancia para la definición de la génesis mineral del área de estudio, toda vez que existen campos productores de altas cantidades de CO_2, evento que explicaremos con mas detalle en el capitulo 6 de resultados.

La asociación de esta metodología con la utilización de otros biomarcadores naturales (%Ro, PTX inclusiones fluidas), aumenta nuestro conocimiento de la historia de los hidrocarburos en las cuencas sedimentarias (Prinzhofer, 2003). Además correlaciona correctamente la historia de interacción agua-roca e infiere sobre los eventos mineralogenenicos que se asocian a la transformación mineral que ayudo al origen de los sellos y reservorios de la cuenca.

Una parte de los datos concernientes a isótopos del gas, fueron proporcionados por PEP-PEMEX, y otra parte se realizo utilizando un equipo GC-IRMS del Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del Instituto de Geología, en la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México.

3.2.3 Modelado

El modelado numérico de cuencas, proporciona un acercamiento integrado para entender y para reconstruir los procesos geológicos importantes que ocurren durante la evolución de cuencas sedimentarias (Welte y Yalcin, 1988; Poelchau *et al.*, 1997).

Es por eso que el modelado del sistema petrolero es un procedimiento de análisis de cuencas que involucra los procesos de migración de los hidrocarburos y su evolución a lo largo del tiempo, convirtiéndolos en parte fundamental del proceso de simulación de la cuenca.

El modelado se enfoca en el reconocimiento y entendimiento de las áreas de producción y en una reconstrucción detallada de las vías de migración y de las historias de llenado de los almacenes.

Lo anterior se logra con la integración detallada de información geofísica, geológica, geoquímica, petrográfica y de yacimientos, presente en la zona de estudio. Para esto, se emplean métodos de análisis multidimensionales (1D, 2D y 3D) que permiten integrar tanto en el tiempo como en el espacio la información existente y de esta manera generar un modelo de evolución geológica coherente con los datos.

Este análisis multidimensional, especialmente en 3D, facilita la consideración del factor volumétrico dentro de los procesos de generación, migración y acumulación, con lo cual se busca minimizar los riesgos de exploración y producción de hidrocarburos.

El modelado de sistemas petroleros implica un cambio del concepto estático clásico de definición de estructuras y trampas dentro del proceso exploratorio, a un

concepto de entendimiento y cuantificación de los procesos dinámicos involucrados en la formación de las trampas y sus acumulaciones.

Para construir un modelo del sistema petrolero, hay que considerar los siguientes parámetros de entrada, que tienen que ser cuantificados o especificados para cada formación:

- ✓ El ajuste estructural del área de investigación (gruesos actuales y originales de las capas, y de las fallas).

- ✓ Las características físicas y químicas de cada formación (litologías, porosidades actuales y cementación o compresibilidades, comportamiento a la fractura, permeabilidades, TOC° e IH°).

- ✓ Los limites de las condiciones físicas y termales de la secuencia sedimentaria (paleobatimetría y paleotemperaturas del pasado al actual, y la historia del flujo del calor).

- ✓ Las características físicas y termales de las litologías, de los líquidos y de la materia orgánica (una base de datos de los valores petrofísicos para diferentes rocas o mezclas de estas, se incluye en PetroMod® V10).

- ✓ Datos adicionales, que se requieren para calibrar los pozos dominantes, como los indicadores de termicidad (%Ro, PTX de inclusiones fluidas). Estos valores medidos no se utilizan como datos de entrada directa sino como parámetros para una calibración primaria y secundaria (Camacho-Ortegón *et al.,* 2008).

Una vez definidos estos, es necesario seguir una secuencia de operación, en la construcción del modelo, con el fin de evitar fallos y por ende falsos datos de salida.

Esta secuencia se describe en la figura III.10, y se sigue paso a paso, asegurando la calidad del modelo, obteniendo así un modelo capaz de definir numéricamente, una correcta historia de la evolución del sistema petrolero.

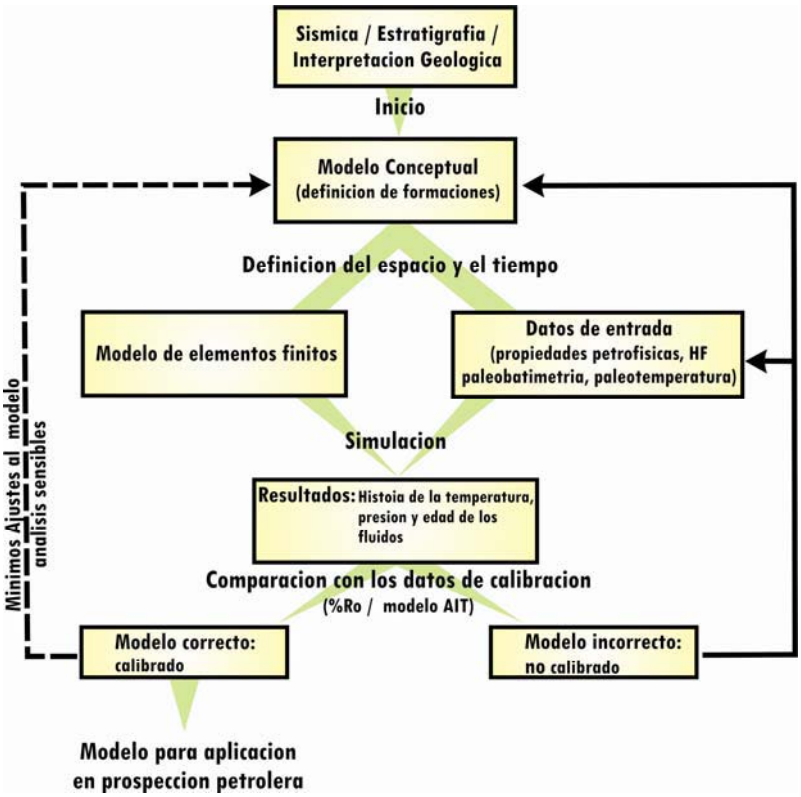


Fig. III.10. Esquema del procedimiento de construcción de modelos numéricos (geoquímicos) en 1D y 2D. (Modificado de Adriasola-Muñoz, 2006).

3.2.3.1 Modelado AIT

El modelado de componentes termodinámicos del sistema H_2O-NaCl-CH_4 esta basado en la ecuación de estado de Duan *et al.,* (1992), que permite calcular una curva isopleta en un diagrama *PT*. En este momento, no existe una ecuación de estado que permita calcular una isocora de una inclusión fluida a partir del T_h en el dominio bifásico, siguiendo el sistema H_2O-NaCl-CH_4. Sin embargo, Pironon (2004) propone un principio de cálculo de condiciones PTX para las inclusiones acuosas, que presente cantidades inferiores a 1 molal en metano (Figura III.11).

- Determinación de la concentración en metano a la homogenización, por microscopia Raman.
- Calculo de la P_h utilizando el modelo termodinámico de Duan *et al.,* (1992), los datos de entrada en esta ecuación de estado son las concentraciones de metano a la homogenización así como la salinidad (wt% NaCl).

- El cálculo de isocoras se hará siguiendo el sistema H_2O-NaCl a partir de la ecuación de estado de Zhang y Frantz (1987). Esta isocora es trasladada al punto T_h-P_h de la inclusión acuosa estudiada.

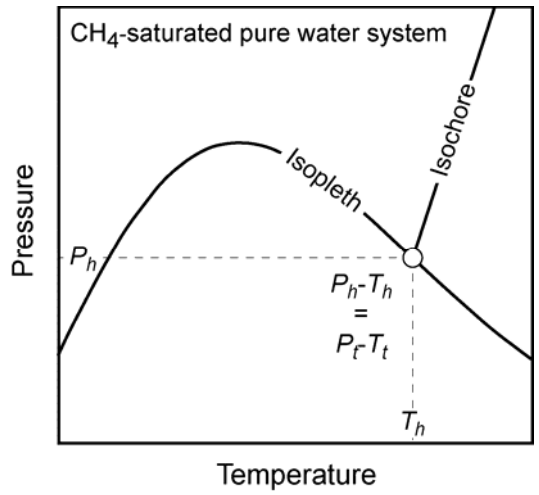


Fig. III.11. Esquema de la interpretación de una isocora y una isopleta, corregida a la temperatura minima de formación de la inclusión fluida, utilizando el modelo AIT (Pironon, 2004). Abreviaciones; P_h: presión de la homogenización; T_h: temperatura de la homogenización; P_t: presión minima de atrapamiento; T_t: temperatura minima de atrapamiento. (Tomado de Bourdet, 2008).

3.2.3.2 Modelado del IH y TOC inicial

Varios autores han propuesto métodos para definir la riqueza orgánica inicial, a partir de la velocidad de sedimentación (Stein, 1986; Pelet, 1987 y Huc, 1988), en este trabajo optamos por utilizar el propuesto por Ibach (1982), por presentar una ecuación que permite definir la riqueza orgánica original para la luitita, con características similares a las que sedimentaron como rocas generadoras en la Cuenca de Sabinas. Una vez calculado el TOC°, definimos el IH° a partir del método definido por Claypool (2002; en Peters *et al*., 2007), para todos los tipos de MO.

El TOC° y el IH° se obtiene al aplicar una secuencia en tres etapas de cálculo, (1) utilizando el modelo 2D, se pudo determinar en cada línea sísmica, cuales eran los espesores decompactados de las rocas generadoras estudiadas, con el fin de poder determinar la velocidad de sedimentación de estas, a la escala de la cuenca.

Las líneas sísmicas se trataron individualmente, haciendo una regresión al tiempo de la sedimentación de las rocas generadoras, exportando la grilla de la formación de cada roca generadora con datos de navegación georeferenciados por cada kilómetro y obteniendo un espesor por cada coordenada UTM_X y UTM_Y, que nos permite

calcular la velocidad de sedimentación, relacionando la edad de la formación contra el espesor inicial calculado siguiendo la siguiente ecuación;

$$\textit{Eq 1:}\ SR = E°/\ Ea$$

donde E°= espesor inicial en metros y Ea = edad de la formación en millones de años (Ma)

(2) una vez calculada la SR, aplicamos el modelo de Ibach (1982), para la obtención del TOC°, siguiendo la ecuación:

$$\textit{Eq. 2:}\ \text{Log (TOC°)} = 0.64\ \text{Log (SR)} - 0.55$$

donde TOC° = Carbón Orgánico Total inicial (wt %) y SR = velocidad de sedimentación (m/Ma)

(3) al haber obtenido un TOC°, podemos determinar su IH° si aplicamos el método propuesto por Claypool (2002; en Peters *et al*., 2007), este método fue posible de utilizar graficando los resultados propuestos por este (vea tabla 4.7 en Peters *et al*., 2007), para obtener la ecuación de 3er grado;

$$\textit{Eq 3:}\ y = -1.3706x^3 + 18.64x^2 + 41.57x - 4.3997\ [R2 = 0.9913]$$

que nos permite determinar de una manera general, la relación entre el TOC° y el IH°.

En función de esta sencilla secuencia es posible inferir de una manera teórica, la riqueza orgánica inicial para las rocas generadoras. Es importante señalar que el método descrito, es alternativo solamente cuando se trata de cuencas sedimentarias que por su evolución térmica no permite desarrollar un estudio en laboratorio por pirolisis en maduración artificial o Rock-Eval®, para la obtención de la riqueza orgánica.

3.2.3.3 Paleobatimetría

La reconstrucción paleobatimetrica es sumamente complicada, si no se cuenta con un estudio detallado del porcentaje de foraminíferas (planktonic foraminifera; Postuma, 1971), con respecto a el total de la población fósil de foraminíferas (%P) (Van der Zwaan *et al*., 1990; Hinsbergen *et al*., 2005). Por este motivo y por la escasa información de biomicrofacies para todas las estructuras y en toda la Cuenca de Sabinas, es que en este trabajo proponemos una evolución paleobatimétrica de la Cuenca de Sabinas, calculando esta con la curva Exxon (Figura III.12).

Esta curva sirvió como base para determinar la profundidad del mar, relacionando las pocas profundidades del mar reportadas en la literatura para el área de estudio. Esta relación permite proponer de manera teórica, la variación de la profundidad del mar. Sin embargo pueden existir diferencias en algunas edades al aplicar esta curva, que no son del todo coincidentes con los ambiente de depósito, ya que esta curva es una definición global de la fluctuación del nivel del mar en el tiempo. Estas diferencias, se corrigen puntualmente, analizando los ambientes de depósito, ya que estos nos muestran claramente que espesor aproximado del mar había en cada formación, y este se relaciona a la curva Exxon, ajustando nuestra curva con dicho análisis.

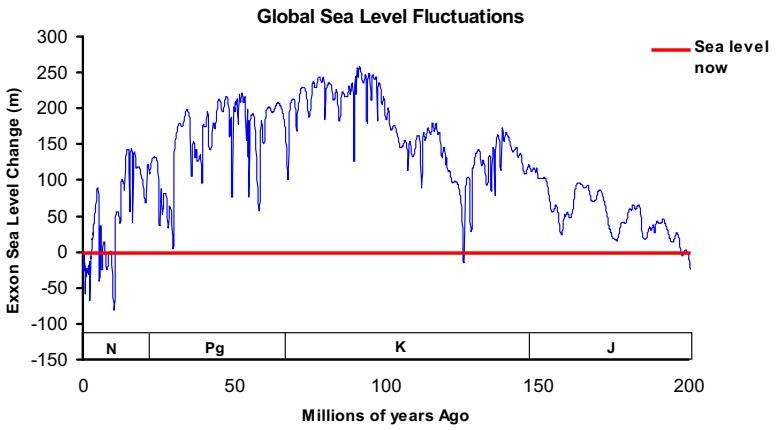


Fig. III.12. Porción de la curva de la fluctuación global del nivel mar, de acuerdo a la curva Exxon. Modificada de; Haq *et al.,* (1987); Vail *et al.,* (1991); Hancock, (1993) y Nelson, (1997).

3.2.3.4 Modelado geoquímico 1D

El programa PetroMod® V10 en una dimensión (1D) (IES® GmbH – Schlumberger®, Aachen Alemania), fue aplicado para reconstruir la historia de sepultamiento y la historia térmica, reconstruyendo la evolución térmica de la materia orgánica, así como las condiciones de presión y temperatura, en la evolución de generación de hidrocarburos (IES, 1995). La correcta calibración del modelo nos permite inferir sobre los eventos y cantidades de roca erosionada en cada pozo.

Para construir este modelado, se deben contar con una base de datos de entrada, que son; (a) la estratigrafía; (b) sistema petrolero; (c) los parámetros petrofísicos de las rocas, fueron definidos en el editor de litologías Petromod®, siguiendo las mezclas de rocas originales, aplicando los modelos de Sekiguchi (1994), Waples y Waples (2004) y el modelo de Koseny-Carman (Kozeny, (1927); Carman, (1938, 1956); (d) los registros petrofisicos (logs), se aplican para una precisa localización de topes de formación y temperatura de fondo de los pozos estudiados (BHT); (e) Los datos geoquímicos de la materia orgánica, que evidencian su evolución térmica actual; (f) el poder reflector de la vitrinita (%Ro), se utiliza como principal marcador térmico, en la reconstrucción de la evolución térmica de la materia orgánica, siguiendo una correcta relación con el algoritmo EASY%Ro, así como para definir la historia del flujo de calor (HF) en relación a la historia de sepultamiento y por ultimo definiendo una erosión en función de estas; (g) la historia de la temperatura de superficie, se obtiene utilizando el modelo de Wygrala (1989); (h) la paleobatimetría, se aplico de acuerdo a lo descrito en el inciso 3.2.3.4.; (i) La cinética, para este trabajo fue seleccionada de Pepper y Corvi (1995) TIII'H, para generación de aceite/gas; (j) el TOC° e IH°, se aplico de acuerdo a lo descrito en el índice 3.2.3.2.

Los datos de Presión-Temperatura-Composición (PTX) de inclusiones fluidas acuosas, se aplican como segundo marcador térmico, para lograr una calibración de las etapas de cracking de hidrocarburos (Camacho-Ortegón *et al.,* 2008), pero estos no son datos de entrada.

3.2.3.5 Modelado geoquímico en 2D

PetroMod® 2D V.10 es un modelo numérico que simula la historia del sistema petrolero y los eventos de generación, migración y entrampamiento de hidrocarburos en dos dimensiones. El programa en si, es utilizado regularmente por la industria, con el fin de caracterizar cuantitativamente la evolución de áreas potencialmente generadoras de hidrocarburos, así como para inferir en las acumulaciones actuales (Littke *et al.*, 1993; Debra *et al.*, 2006; Di Primio *et al.*, 2006; Schwarzer y Littke, 2007 y Alsaab *et al*., 2008).

Para reconstruir las secciones sísmicas 2D, se utilizaron imágenes de los horizontes originales interpretados y convertidos en profundidad. Los datos de entrada, son aplicados idénticamente de los utilizados en los modelos 1D, solamente que en este modelado 2D, se construyo una cinética capaz de generar CO_2 (p.e. Capitulo 7), utilizando la interfase *PetroMod® Editors Kinetics*, así mismo se deben considerar los eventos de erosión en cada punto grid, siguiendo la topografía de las formaciones superiores y controlada por los pozos dominantes, de la misma manera se debe aplicar individualmente, la historia geológica del sistema de fallas, ya que este es considerado siempre como posible ruta de migración de los HC y el agua.

Los datos de la erosión se obtienen de la calibración térmica de los modelos PetroMod® 1D, construidos para los pozos estudiados. Estos datos se interpolan entre si en una malla de 50 x 50 m, aplicando el modelo Surfer® V8. Los datos georeferenciados de la erosión, nos indican la erosión a lo largo de la sección sísmica 2D.

Las líneas sísmicas fueron importadas y digitalizadas, donde los modelos conceptuales fueron creados y transferidos en una rejilla de elementos finitos, consistentes en 28 eventos de formación y 300 grid-points (GP) a lo largo del N-S y E-O, respectivamente. La interpretación estratigráfica, así como la primera calibración térmica con %Ro y BHT, fue controlada por 24 pozos dominantes. Posteriormente se aplico la fase dos de calibrado térmico, considerando las condiciones PTX de inclusiones fluidas, encontrando una relación entre los eventos de generación, migración y entrampamiento de HC, con la circulación de fluidos en

la historia de atrapado. Esto se hace aplicando la caracterización cuantitativa de las inclusiones fluidas y los datos del modelo AIT de las inclusiones estudiadas de cada pozo dominante (Camacho-Ortegón *et al.,* 2008). Los eventos de migración se produjeron numéricamente aplicando la interfase *Hybrid (Darcy + Flowpad)* e *Invasion Percolation*.

3.2.3.6 Modelado geométrico 3D - gOcad® V 2.1.4

Los modelos gOcad® V2.1.4 (Geological Objects Computer Aided Design by Paradigma®), fueron seleccionados para reconstruir los objetos geológicos tridimensionales complejos, concernientes a las formaciones del área de estudio. La aplicación de estos modelos permite identificar, las zonas con mayores oportunidades petroleras, aprovechando la información generada por el modelo geoquímico 2D.

El modelo geométrico gOcad®, nos permite integrar las secciones 2D del modelo geoquímico, con el fin de identificar la coherencia entre los campos productores y las acumulaciones definidas por el modelo geoquímico en 2D. Los modelos geométricos son utilizados normalmente para una correcta identificación geométrica de las trampas actuales y de las condiciones petrofísicas de las rocas almacén y sello, utilizando sísmica 2D y bloques sísmicos 3D, en zonas petroleras complejas (Dubrule *et al.,* 1998; Mao y Journel, 1999; Yao y Chopra, 2000; Bitzer y Salas, 2002; Dubrule, 2003; Kedzierski *et al.,* 2005 y Kedzierski *et al.,* 2007, a, b).

3.2.3.7 Modelado AutoCAD®, Civil 3D student V2009, *Bases de datos XYZ*

Autocad® Civil 3D 2009, es un programa desarrollado por AUTODESK Inc., este programa opera tanto en 2D como en 3D. Su aplicación en el desarrollo de gráficos, esta más enfocado hacia la cartografía, topografía e ingeniería en general. Sin embargo aquí está aplicado, principalmente para la creación de bases de datos, utilizando herramientas prediseñadas por AUTODESK® y otras diseñadas paralelamente en Autolisp®.

Las bases de datos que se crearon en este programa, corresponden a las coordenadas de cada punto de la configuración de líneas que limitan mediante isopacas, los espesores de las principales rocas generadoras y almacén de la Cuenca de Sabinas. Estas bases de datos son esenciales para alimentar otros programas como Surfer® V8 y gOcad® 2.1.6.

El procedimiento para la extracción de puntos georeferenciados de isopacas, se define en forma secuencial;

Se importa al proyecto Autocad®, la imagen con extensión; BMP, CALS, TIFF, PNG, TGA, PDF, PCX, entre otras y se continúa siguiendo la siguiente rutina:

I. Se ubica la imagen 2D, al norte franco en un punto que corresponda a las coordenadas reales de este.
II. Se traza un triangulo rectángulo, a partir de tres puntos originales georefenciados en coordenadas UTM_XY escala 1:1 del mapa de isopacas.
III. Se dimensiona el objeto a la escala 1:1, utilizando para eso la rutina Autolisp; Xsacle.LSP (Anexo 2).
IV. Se digitalizan cada curva en forma de polilinea, adjudicando en las propiedades de cada polilinea, el valor que corresponda al espesor de la línea en la casilla Z.
V. Se exporta la base de datos de polilineas, utilizando la rutina Autolisp: plexportxt.LSP (Anexo 3).
VI. El archivo TXT es manipulado en EXCEL®, para construir tres columnas de datos XY en coordenadas UTM y Z espesor de la formación.
VII. Estos datos servirán en la construcción de bloques 3D, en el modelado Surfer® V8.

3.2.3.8 Modelado 3D - Surfer® V8

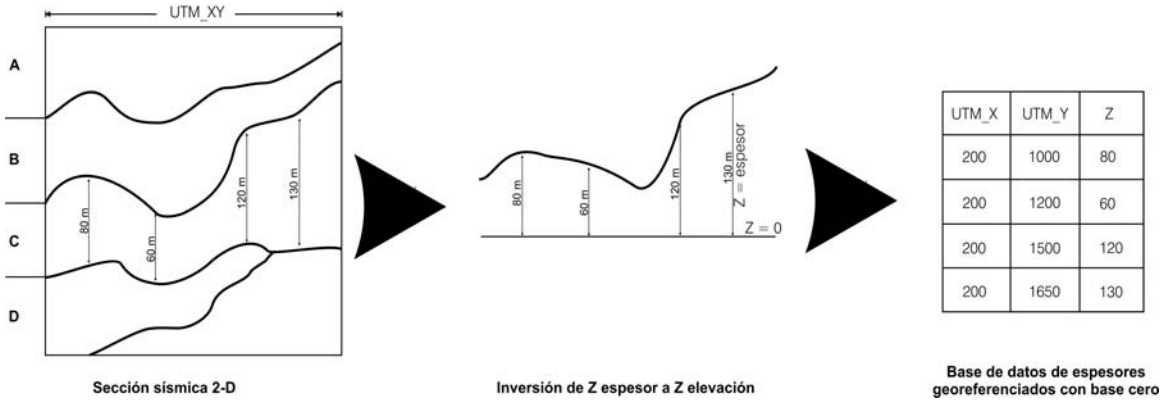
El programa Surfer® V8 (Golden Surfer Inc.), fue seleccionado para generar los volúmenes brutos de rocas, a partir de una base da datos de puntos georeferenciados, donde Z toma el valor de los datos a plotear. Este programa esta diseñado para generar contornos virtuales 2D (isovalores) y de trazado superficial 3D. El uso del algoritmo kriging fue seleccionado, para interpolar las bases de datos,

que nos permite crear modelos virtuales 3D, y generar mapas de isovalores donde representamos la distribución de los datos geoquímicos y petrofísicos de la cuenca de una manera rápida y fácil.

3.2.3.8.1 Volúmen de rocas

La base de datos generada a partir del proyecto Autocad®, se importa a Surfer® V8, generado una grilla que permite definir los volúmenes brutos de roca como sigue:

I. Se importa archivo XLS en el programa Surfer® V8, y se genera a partir de esta utilizando el algoritmo kriging, una grilla de 5 x 5 m
II. Se importa la grilla y se genera una superficie virtual 3D.
III. Se utiliza el comando *Volume* y definiendo una inversión del espesor en profundidad, donde se crea un volumen de las formaciones, asumiendo que Z espesor = Z elevación, donde el valor de la base de referencia es 0 (Figura III.13).
IV. Los volúmenes obtenidos, son utilizados para crear nuevas bases de datos, acerca la capacidad de almacenaje de las rocas, en función de la porosidad y saturación de agua reportada en datos de logs de pozos.



UTM_X	UTM_Y	Z
200	1000	80
200	1200	60
200	1500	120
200	1650	130

Fig. III.13. Ejemplo de la filosofía aplicada en la conversión de espesor de formación, en elevación con base cero.

3.2.3.8.2 Mapas de isovalores

Surfer® V8, fue el programa seleccionado para crear mapas de contornos (isovalores), que permita mostrar de una manera clara la distribución espacial de la

información generada en este trabajo, como el %Ro, porosidad, saturación de agua en poros (Sw), erosión e isótopos.

El algoritmo kriging, fue aplicado para definir la interpolación de datos espaciales, con un cierre del mallado 50 x 50 m, cubriendo el área de estudio.

3.3 Protocolo Analítico

El protocolo analítico general que se utilizo en el trabajo de tesis, siguió una secuencia ordenada y coherente, con el fin de aprovechar al máximo el tiempo y los recursos disponibles, para lograr alcanzar las metas propuestas al inicio de la investigación, evitando realizar tareas innecesarias, o de poco impacto dentro de la investigación (Anexo 1).

Capitulo 4

Localización, descripción, muestreo y registros petrofísicos de los pozos estudiados

4 Localización, descripción, muestreo y registros petrofísicos de los pozos estudiados

En este capitulo, se muestran los pozos que se utilizaron en la construcción de modelos geoquímicos en 1D, que permiten controlar la calibración (estructural y térmica), de las secciones sísmicas 2D.

En esta área existen campos exploratorios y campos productores, de los cuales se cortaron núcleos en las formaciones que presentaron manifestaciones de gas al momento de la perforación. También abordaremos la descripción de las muestras, así como una síntesis del comportamiento mecánico de los pozos exploratorios y de desarrollo, terminando con la descripción aplicada de los registros petrofísicos.

Para este trabajo, la compañía Petróleos Mexicanos (PEP-PEMEX), a través de la empresa Monclova Pirineos Gas S.A. de C.V., (MPG), proporciono una gran parte de las muestras estudiadas. También se utilizaron muestras que PEP-PEMEX, había proporcionado con anterioridad, para la Tesis de Doctorado de Noé Piedad-Sánchez (2004), sobre esta misma cuenca.

Los informes de perforación, estados mecánicos y registros petrofisicos (logs), de los pozos del Bloque Pirineo, fueron proporcionados por PEP-PEMEX a través de la compañía MPG. La interpretación de logs fue reportada por el Centro de Especialidades Técnicas (CET) en su informe ODT CET – 007 – 06 (2006), realizado para MPG.

4.1 Pozos de la Cuenca de Sabinas

En la extensión territorial que abarca la Cuenca de Sabinas, existen más de 200 pozos exploratorios y de desarrollo.

De estos tenemos información de topes de 169 pozos viejos y de 5 nuevos pozos del Bloque Pirineo (Anexo 4), así como muestras de núcleo y ripios de perforación, y una base de datos proporcionada por PEP-PEMEX, concerniente a los estudios

geoquímicos en la Cuenca de Sabinas. Esta información la describiremos en este capitulo.

4.2 Ubicación de pozos estudiados del Bloque Pirineo

El bloque Pirineo, esta ubicado en el Estado de Coahuila, al noreste de México, este cubre una superficie de 3840 km^2 y ocupa una parte del territorio de los Municipios de Progreso, Abasolo, Sabinas, Escobedo, Múzquiz y Juárez. Este bloque forma parte de la Cuenca de Sabinas (Figura IV.1).

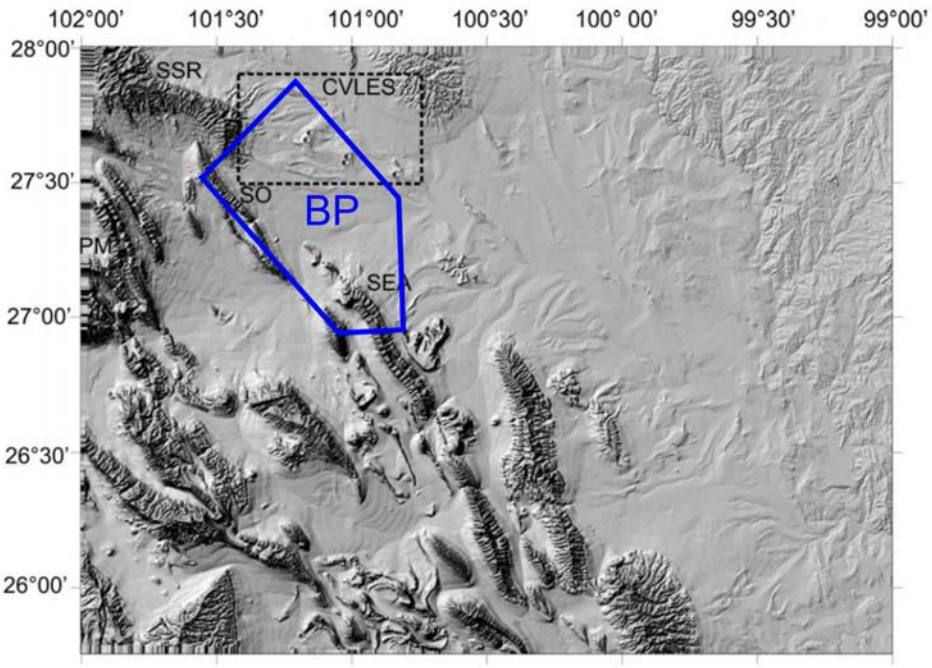


Fig. IV.1. Localización del área de estudio donde se aprecian el conjunto de sierras, pertenecientes a la Sierra Madre Oriental, en la parte noroeste, y una planicie en la parte noreste del bloque. Abreviaturas: BP, Bloque Pirineo; CVLE, Campo Volcánico Las Esperanzas; SSR, Sierra Santa Rosa; SO, Potrero de Oballos; SEA, Sierra El Azul; PM, Potrero de Menchaca. (Modificado de Valdez-Moreno, 2001).

Fisiográficamente el bloque se ubica en el límite de las provincias Sierra Madre Oriental y Gran Llanura Norteamericana específicamente en las llanuras y sierras de Coahuila. Las llanuras ocupan el 90% del área del bloque, presentan pendientes muy suaves y elevaciones sobre el nivel del mar promedio de 300 m.

El 10% restante del área está ocupada por las sierras, entre las cuales se destacan las del Potrero de Oballos y Santa Rosa en el borde NW, El Azul o Pájaros Azules en el borde SW.

De los pozos exploratorios que se han perforado en el bloque Pirineo; solamente 3 descubrimientos comerciales se han definido: El Campo Merced-Minero, productor de la Formación La Casita, el Campo Pirineo, productor de gas amargo del miembro 1 de la Formación La Virgen y el campo Florida, productor en la Formación Padilla. (Galindo-Torres, 2006).

La investigación geoquímica y petrográfica en el bloque Pirineo, se hizo solamente en muestras proporcionadas por PEP-PEMEX, sobre 15 pozos y un pozo en las cercanías de este, perteneciente al bloque Monclova.

Los pozos estudiados son: PMX-13, PMX-15, PMX-17, PMX-34, PMX-38, PMX-39, PMX-88, PMX-92, PMX-101, PMX-113, PMX-157, PMX-168, PMX-236, PMX-237, PMX-238, la ubicación de los pozos se muestra en la figura IV.2.

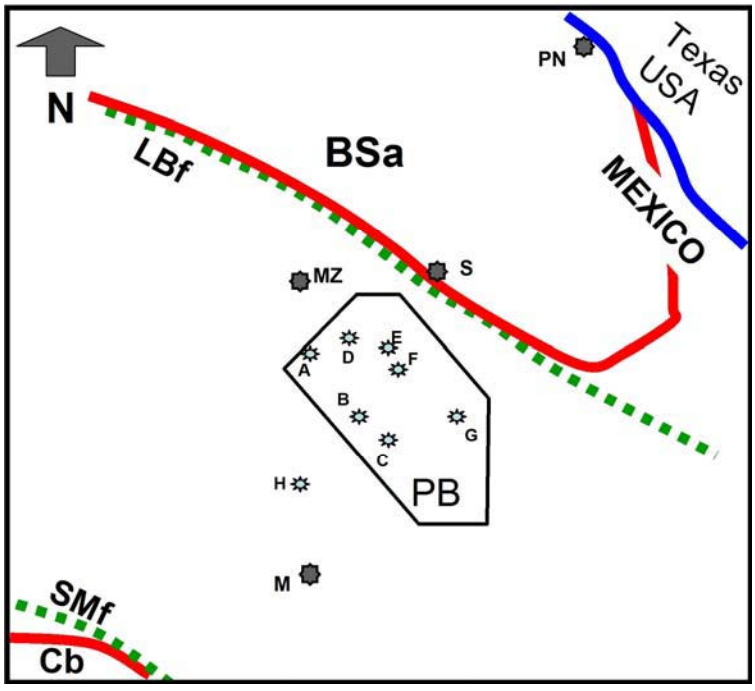


Fig. IV.2. Ubicación de campos o plays, donde se localizan los pozos estudiados con las técnicas petrográficas y de geoquímica, descritas en el capitulo 3. Abreviaturas: A) PMX-16; B) PMX-234; C) PMX-13; D) PMX-88; E) PMX-38; F) PMX-154; G) PMX-101; H) PMX-21; BSa, Archipielago Burro Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; PB, Bloque Pirineo; M, Ciudad Monclova; MZ, Ciudad Melchor Muzquiz; S, Ciudad Sabinas; SMf, Falla de San Marcos. Modificado de plano de localización de pozos PEP-PEMEX (Mapa interno).

4.3 Descripción general de los pozos estudiados del Bloque Pirineo (Estado Mecánico)

La historia del trabajo exploratorio y de perforación de los pozos del bloque Pirineo, se documento en informes de PEP-PEMEX. Estos informes se sintetizaron por MPG através de la empresa Centro de Especialidades Técnicas, bajo la orden de trabajo ODT CET – 007– 06.

La informacion de los pozos estudiados no se muestran en este trabajo, respetando asi el acuredo de ***confidencialidad*** *suscrito con la empresa PEMEX*.

4.4 Muestreo

Las muestras se recibieron en forma de esquirlas, correspondientes a roca madre, sello y almacenes, así como pequeñas secciones de núcleos, de las zonas con manifestaciones de gas.

Adjunto a estas muestras se recibió también la descripción macroscópica y petrográfica clásica que el personal de la compañía PEMEX practica. Esta fue de gran ayuda al principio del estudio, información que fue completada con estudios petrográficos orgánicos y minerales mas detallados tanto en microscopia óptica como electrónica, producto de esta investigación.

4.4.1 Muestras de Núcleos

El pozo **PMX-113**, fue estudiado, a partir del núcleo N4 sección C2 y C6 (Figura IV.3).



Fig. IV.3. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-113. Foto Camacho-Ortegón (2009).

La sección C2 (Figura IV.4), consiste de una arenisca dolomitizada, cuarzo feldespático, de grano medio a fino con calcita espática y abundante materia

orgánica, en su parte superior se observan abundantes bioclastos y pelecipodos. Puente (2003).

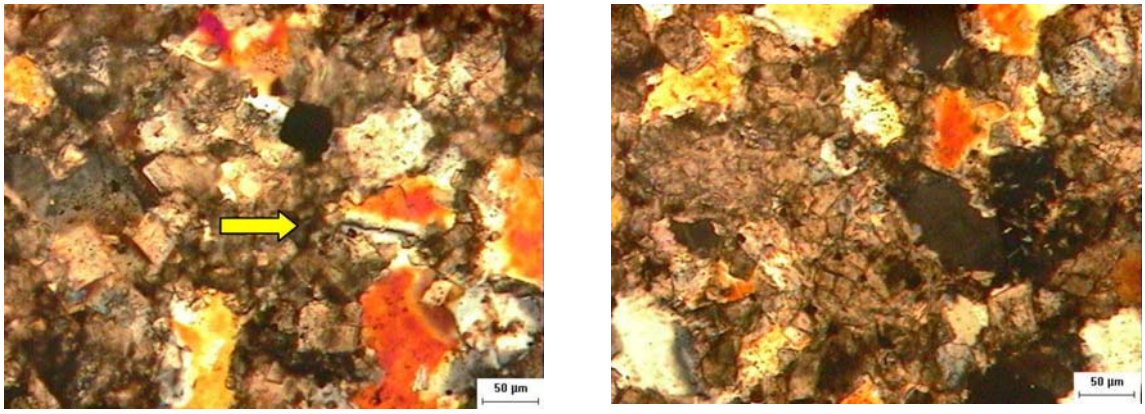


Fig. IV.4. Las microfotografías, muestran clásticos de cuarzo flotando en la dolomía y materia orgánica entre ellos (flechas). (Tomado de Puente, 2003).

La sección C6 (Figura IV.5) consiste en una arenisca dolomitizada, en ocasiones dolomítica, constituida por cuarzo feldespatos y presencia de materia orgánica. Puente (2003).

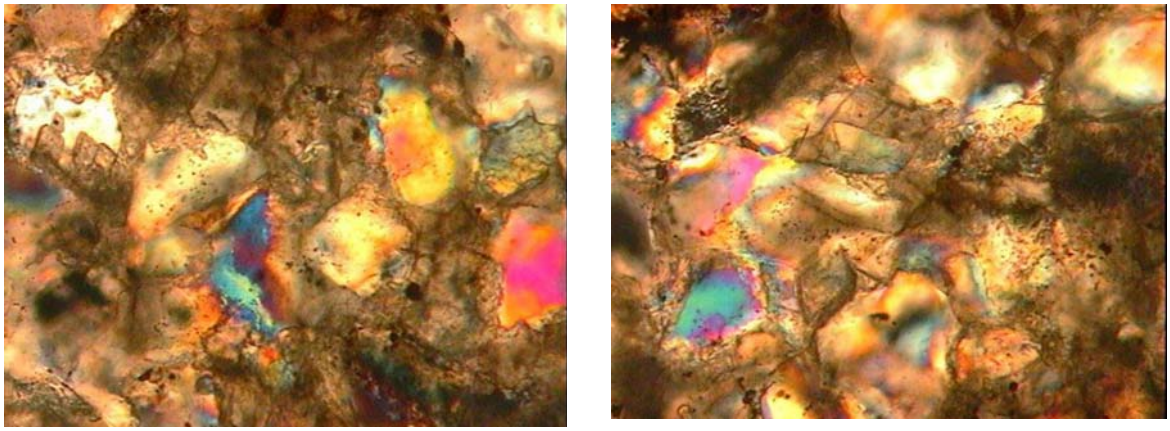


Fig. IV.5. Las microfotografías, muestran areniscas dolomíticas, con crecimiento de calcita espática y presencia de materia orgánica. (Tomado de Puente, 2003).

El pozo **PMX-168**, fue estudiado, a partir de los núcleos N1 sección C1 y C8, N2 sección C1 y C8, y N4 sección C2 y C4.

El núcleo N1 se corto en la Formación Padilla (2884 – 2893 m), y esta constituido principalmente por mudstone gris claro, en partes dolomitizado, con presencia de microdolomia gris claro suave, ligeramente calcárea (Figura IV.6).

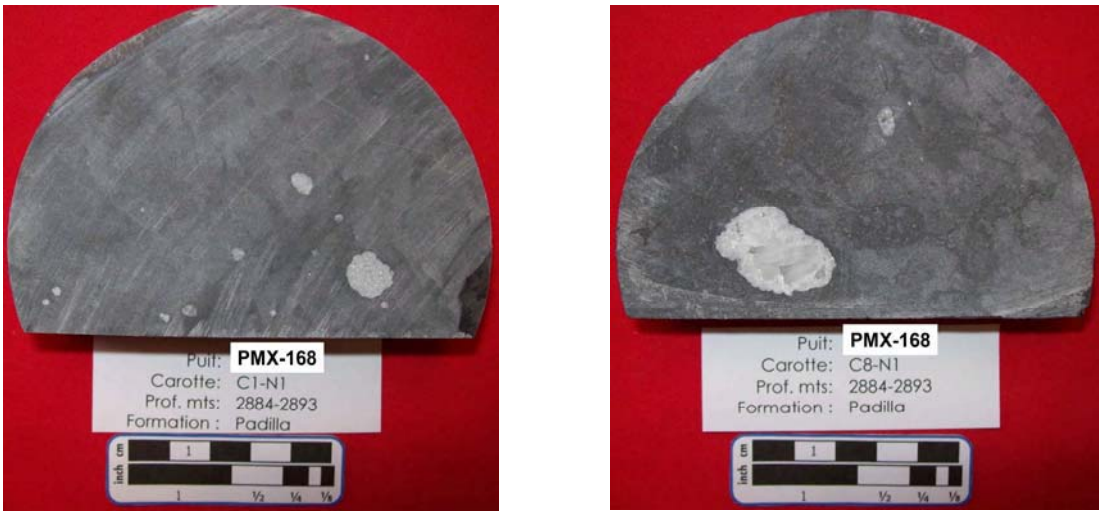


Fig. IV.6. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-168, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

El núcleo N2 se cortó en la Formación la Casita (3620 – 3629 m.; Anexo 5), consiste de una caliza arenosa gris, gris oscuro, presentando en su parte media, una caliza arenosa biogena. Microscopicamente en su parte superior (C1) consiste de una arenisca ligeramente calcárea; su parte media consiste de un wackstone arenoso y biogeno con restos de equinodermos y bioclastos.

Su parte inferior (C8) consta de una caliza arenosa con escasos bioclastos (Figuras IV.7 y IV.8).



Fig. IV.7. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-168, núcleo 2. Foto Camacho-Ortegón (2009).



Fig. IV.8. Microfotografías que consistentes en arenisca cuarzo feldespaticas, variando a caliza arenosa con presencia de bioclastos y placas de equinodermos. En la microfotografía de la izquierda, se observa cuarzo feldespato (maclado), arcilla, materia orgánica dispersa (en negro) y calcita (flechas). En la microfotografía de la derecha se aprecia una caliza arenosa, equinodermos, bioclastos y materia orgánica dispersa (en negro). (Tomado de Puente, 2003).

El núcleo N4 se cortó en la Formación La Casita (3780 - 3789 m; Anexo 5), y cosiste en su parte superior (C2), de una arenisca gris de grano medio con finas fracturas selladas por calcita y bandas de arcilla.

En su parte inferior (C4) es una arenisca conglomeratica con clastos de colores blancos, verdes grises etc. Microscópicamente, consiste de una arenisca de grano medio a fino de cuarzo, feldespatos, fragmentos de calcita espatica y de una arenisca conglomeratica con fenocristales de cuarzo, feldespatos y roca ígnea?, mica y bandas de arcilla (Figuras IV.9 y IV.10).



Fig. IV.9. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-168, núcleo 4. Foto Camacho-Ortegón (2009).



Fig. IV.10. La microfotografía de la izquierda muestra una estructura de arenisca grado medio, que corresponden a la parte superior del núcleo, mientras que la microfotografía de la derecha muestra una estructura de conglomerado y corresponde a la parte inferior del núcleo. (Tomado de Puente, 2003).

El pozo **PMX-88** fue estudiado, a partir de los núcleos N1 sección C1 y C3, N4 sección C2. El núcleo 1, se corto en la Formación Padilla (2660 – 2664.5 m; p.e. Anexo 5), y consiste en microdolomita color gris ligeramente calcárea con fracturas rellenas por calcita, presentándose en mayor cantidad en la parte media del núcleo, y en la parte superior se observan fracturas rellenas por material orgánico arcilloso (Figuras IV.11).



Fig. IV.11. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-88, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

El núcleo 4, se cortó en la Formación Padilla (2797 – 2806 m; Anexo 5), y consiste en su parte inferior de un mudstone-wakstone de bioclastos, arcilloso y dolomítico, color café obscuro a gris obscuro, presenta esporádicas microfracturas selladas por calcita.

En su parte media es un mudstone arcilloso y dolomítico color café obscuro, con escasas microfracturas, selladas por calcita, se observan también líneas estiloliticas.

En la parte superior del núcleo, es un grainstone de peletoides y bioclastos, ligeramente arcillosos y parcialmente dolomitizado, color café oscuro, con fracturas selladas por líneas estiloliticas (Figura IV.12).



Fig. IV.12. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-88, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

El pozo **PMX-92**, fue estudiado, a partir de los núcleos N0 sección C1; N1 sección C6 y C8, N2 sección C1, C4, C7, y C9. N3 sección C2, C5 y C10, N4 secciones C2, C7 y C10. El núcleo N0, se corto en la Formación La Virgen (1920 – 1921.9 m; Anexo 5), y consiste en wackstone – packstone, gris claro de bioclastos y fantasmas de granos, escasa pirita se presenta dolomitizado, trazas de líneas estilolítica (Figura IV.13).



Fig. IV.13. Fotografía de la sección de núcleo estudiado para el pozo PMX-92, que muestra una fractura estilolitica visible a simple vista. Foto Camacho-Ortegón (2009).

El núcleo 1, se cortó en la Formación Padilla (2770 - 2779 m; Anexo 5), y consiste en la parte superior, de un wackstone gris claro a oscuro, ligeramente arcilloso y dolomítico de bioclastos.

En la parte media presenta microdolomia gris claro, por fracturas selladas por calcita y pirita diseminada. La parte inferior esta compuesta de microdolomía gris claro, ligeramente calcáreo (Figura IV.14).



Fig. IV.14. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

El núcleo 2, se corto en la Formación Padilla (2779 – 2788 m, Anexo 5), y consiste en la parte superior de microdolomía gris obscuro ligeramente calcárea. La parte media se compone de mudstone gris oscuro, con bioclastos; fracturas selladas con calcita y trazas de material bituminoso negro. En la parte inferior la composición es de mudstone gris obscuro a negro, ligeramente arcilloso y dolomítico, con fracturas selladas por calcita (Figura IV.15).



Fig. IV.15. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 2. Foto Camacho-Ortegón (2009).

El núcleo 3, se corto en la Formación Padilla (2789 – 2797 m; Anexo 5), esta compuesto de mudstone arcilloso y parcialmente dolomitizado, color café, con trazas de bioclastos recristalizados, trazas de microfracturas rellenas de calcita y trazas de líneas estilolítica, al parecer rellenas de material bituminoso (Figura IV.16).



Fig. IV.16. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 3. Foto Camacho-Ortegón (2009).

El núcleo 4, se corto en la Formación Padilla (2797 – 2806 m; Anexo 5), La parte superior se compone de grainstone de peletoides y bioclastos café oscuro y gris oscuro, ligeramente arcilloso y dolomitizado, con macrofaturas selladas por calcita y trazas de líneas estilolíticas.

En la parte central del núcleo, su composición es de mudstone café obscuro y gris oscuro, ligeramente arcilloso y dolomítico, con escasas fracturas selladas por calcita. Presenta también trazas de líneas estilolíticas. La parte inferior se compone de mudstone a wackstone café oscuro y gris oscuro, de bioclastos arcilloso y dolomítico, con esporádicas fracturas selladas por calcita (Figura IV.17).



Fig. IV.17. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 4. Foto Camacho-Ortegón (2009).

4.4.2 Muestras de cuttings

Las muestras se prepararon utilizando resina como se explica en el capitulo 3 de este trabajo. 162 muestras de 15 pozos del área de estudio, se pudieron caracterizar siguiendo las técnicas también mencionadas en el capitulo 3.

El hecho de contar con un amplio inventario de muestras de cuttings, permitió que se pudieran caracterizar petrograficamente, los niveles desde el Jurasico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Figura IV.18).

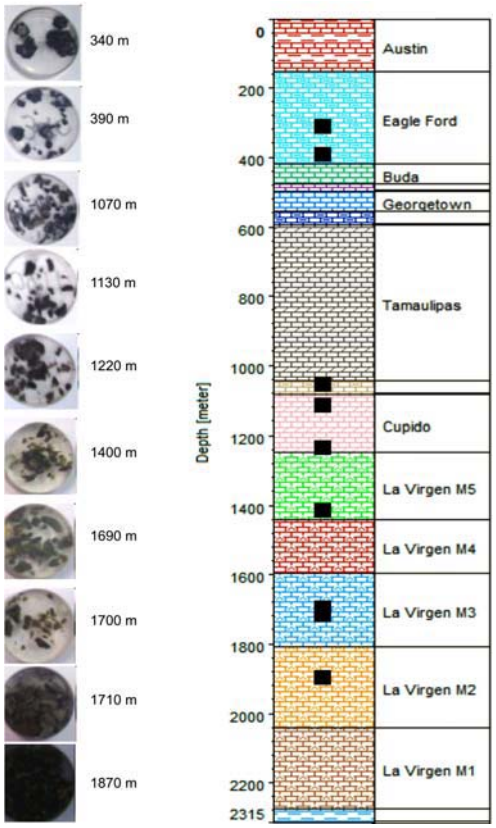


Fig. IV.18. Ejemplo de secciones pulidas con muestras de cuttings, utilizados para caracterizar petrograficamente el pozo PMX-237 (Este trabajo). En este pozo, se estudiaron principalmente los niveles productor y sello, debido a que el campo Pirineo, es productor en la Formación La Virgen M1 y La Casita, y en conjunto le sobreyacen los niveles 2 al 5 de la misma formación, considerada como sello por los altos contenidos de anhidrita (Eguiluz de Antuñano, 2007).

Sin embargo, estas muestras no se pudieron estudiar con la técnica de caracterización de inclusiones fluidas, a consecuencia de la dificultad de poder separar las pequeñas particulas de cuttings de la resina.

4.4.3 Muestras de gas

Las muestras de gas se colectaron directamente del árbol de válvulas de los pozos estudiados. Dos muestras fueron colectadas en los pozos PMX-168 y PMX-163 en Mayo de 2007, estas se analizaron para isótopos $\delta^{13}C$ del metano. Al mismo tiempo se utilizo la base de datos de PEMEX, al respecto de isótopos de gas disponibles para la Cuenca de Sabinas (Anexo 6).

4.5 Registros petrofísicos de pozos

En el informe ODT CET – 007 – 06 CET (2006), para la evaluación petrofísica del bloque Pirineos, interpretaron los registros de pozo mediante el uso del programa Interactive Petrophysics™ (IP) de Schlumberger®. Estos fueron analizados, solo para 19 pozos, siguiendo los criterios de selección siguientes:

- que cubrieran todo el bloque
- que fueran representativos de cada una de las estructuras perforadas
- que alcanzaran a perforar toda la secuencia estratigráfica, llegando a la Formación La Casita en lo posible y
- que hubieran sido perforados en una posición optima dentro de la estructura a probarse, es decir que no hubieran terminado flanqueados o fuera de ésta.

El análisis petrofísico permitió establecer los espesores de cada una de las unidades, estos topes se utilizaron en este trabajo, para cargar en los modelos geoquímicos 1D, los topes de formación por pozo y para calibrar la estratigrafía de las secciones sísmicas 2D (p.e. Capitulo 7).

4.6 Organización de datos por pozo, aplicados al modelado 1D y 2D

La base de datos, es la parte más importante para un rápido entendimiento de la génesis en la zona de estudio.
Esta base de datos se complemento, con los datos obtenidos en este trabajo, y los recopilados de informes de PEMEX, MPG y trabajos previos (Wuillemain, 2003; Piedad-Sánchez, 2004 y Menetrier, 2005).

A continuación se muestra la tabla IV.5, con la distribución de los datos correspondientes a pozos de la Cuenca de Sabinas, así como la aplicación de estos para el análisis de la misma. Señalando, que en algunos casos, la calibración térmica de los modelos 1D y 2D, se realizo con el conjunto de marcadores como el %Ro, BHT y PTX de inclusiones fluidas (p.e. Capitulo 3), mientras que en otros pozos, la calibración solo fue posible utilizando alguno de estos. Este trabajo utilizo la información disponible, por lo que en la medida que se retroalimenten los modelos con mas información, se podrán obtener mas y mejores resultados.

	Datos este trabajo								Datos de PEMEX, MPG y otros autores*					Aplicación de datos en este trabajo		
Pozo	%Ro	HF	δ13C gas	δ13C & δ18O carbonatos	MEB	Inclusiones Fluidas	Rock-Eval	DRX	BHT (°C)	δ13C gas	Composición del gas en %	% Porosidad	% Sw	Modelo 1-D Calibración térmica	Modelo 2-D Calibración térmica	Modelo 2-D Calibración estructuras
PMX-11									√					√		
PMX-13								√								
PMX-14									√		√	√	√	√		
PMX-15	√	√						√	√		√	√	√	√		
PMX-17	√	√		√			√	√			√	√	√	√		
PMX-25										√	√					
PMX-34								√								
PMX-38	√	√					√	√	√		√	√	√	√	√	SS-5 / SS-8 / MF-B
PMX-39							√	√	√		√	√	√	√		
PMX-40																SS-9
PMX-44									√					√		
PMX-47																SS-5 / MF-B
PMX-50										√	√					
PMX-52										√	√					
PMX-56										√	√					
PMX-64									√					√		
PMX-65									√					√		
PMX-66									√					√		
PMX-70									√					√		
PMX-73									√					√	√	SS-8
PMX-79																SS-7
PMX-82																SS-9
PMX-84									√					√		
PMX-85										√	√	√	√			
PMX-86									√					√		
PMX-88	√	√		√	√		√	√	√	√	√	√	√	√		
PMX-89												√	√			
PMX-90												√	√			
PMX-91												√	√		√ PMX-88	MF-1
PMX-92	√	√		√	√	√	√	√			√	√	√	√	√	SS-8
PMX-96										√	√					SS-6
PMX-98									√	√	√			√	√	SS-9
PMX-101								√	√					√		
PMX-106									√					√		
PMX-107									√					√		
PMX-110										√	√					
PMX-111	√	√							√					√		
PMX-112									√					√	√	SS-14
PMX-113	√	√		√		√	√	√				√	√	√	√	SS-5 / MF-B
PMX-115																SS-14
PMX-116	√	√												√		
PMX-120																SS-10
PMX-121	√	√							√					√	√	SS-7
PMX-124										√	√					
PMS-125										√	√					
PMX-145										√	√	√	√			
PMX-147									√					√		

Tabla IV.5. Distribución de los datos correspondientes a pozos de la Cuenca de Sabinas, así como la aplicación de estos para alcanzar los objetivos de este trabajo. Los datos mostrados sintetizan la disponibilidad de información por pozo. * Otros autores: Wuillemain, 2003; Piedad-Sánchez, 2004 y Menetrier, 2005.

	Datos este trabajo								Datos de PEMEX, MPG y otros autores*					Aplicación de datos en este trabajo		
														Modelo 1-D	Modelo 2-D	
Pozo	%Ro	HF	δ13C gas	δ13C & δ18O carbonatos	MEB	Inclusiones Fluidas	Rock-Eval	DRX	BHT (°C)	δ13C gas	Composición del gas en %	% Porosidad	% Sw	Calibración térmica	Calibración térmica	Calibración estructuras
PMX-152									√					√		
PMX-154									√					√		
PMX-155										√	√					
PMX-156																SS-10
PMX-157								√								
PMX-159										√	√					
PMX-160										√	√					
PMX-161												√	√			SS-5
PMX-163			√													
PMX-164																SS-14
PMX-167									√					√		
PMX-168	√	√	√	√		√	√	√		√	√	√	√	√	√	SS-5 / MF-B
PMX-170									√					√		
PMX-173	√	√							√					√		
PMX-189										√	√					
PMX-198	√	√							√					√		
PMX-206									√					√		
PMX-208										√	√					
PMX-209	√	√												√		
PMX-211									√					√	√	SS-5 / SS-6
PMX-214									√					√		
PMX-215										√	√					
PMX-220																SS-8
PMX-221									√							
PMX-234									√							
PMX-235									√							
PMX-236					√		√	√								
PMX-237					√			√								
PMX-238					√			√								
PMX-241	√	√												√		
PMX-242										√	√					SS-8
PMX-244	√	√												√		
PMX-245																SS-8
PMX-249									√					√		
PMX-254									√					√		
PMX-257									√					√		
PMX-264									√					√		
PMX-270																SS-5
PMX-271																SS-14
PMX-275										√	√					
PMX-276										√	√					
PMX-277									√					√		
PMX-279									√					√		
PMX-280																SS-14
PMX-281									√					√		
PMX-282										√	√					
PMX-283																SS 7
PMX-284										√	√					

Tabla IV.5 (continuación). Continuación de la distribución de los datos correspondientes a pozos de la Cuenca de Sabinas, así como la aplicación de estos para alcanzar los objetivos de este trabajo. Los datos mostrados sintetizan la disponibilidad de información por pozo. * Otros autores: Wuillemain, 2003; Piedad-Sánchez, 2004 y Menetrier, 2005.

Segunda Parte: *Resultados*

Capitulo 5

Rocas Madres y potencial petrolero inicial

5.1 El origen de la materia orgánica y sus ambientes de deposito

Las formaciones potencialmente generadoras de hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas, son estructuras siliclasticas - carbonatadas con presencia de materia orgánica dispersa de tipo II y predominantemente tipo III. Estas formaciones han sido descritas por varios autores (Imlay, 1936; Humphrey y Díaz, 1956; Eguiluz de Antuñano, 2001; Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001), por nombrar algunos de ellos. En este trabajo observamos la existencia de kerogeno marino y continental (Figura V.1), lo que coincide con lo descrito anteriormente.

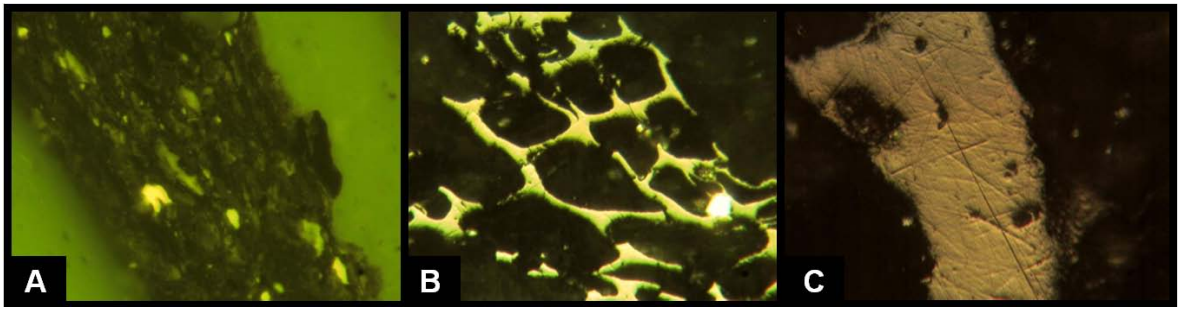


Fig. V.1. Grupo de macérales observados en muestras de pozos de la Cuenca de Sabinas. A) MO TII (liptinita): Pozo PMX-157, Formación La Casita, 3115m; B) MO TIII (Inertinita), Pozo PMX-168, Formación La Casita, 3620m; C) MO TIII (Vitrinita): Pozo PMX-113, Formación La Casita, 3080m. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Los marcadores de evolución térmica de las rocas madres propuestos por Menetrier (2005), se muestran en la figura V.2, estos marcadores son indicadores de la evolución de la materia orgánica en curso de su sepultamiento, sin embargo en este trabajo, solo podemos utilizar la petrográfica orgánica, el análisis Rock-Eval® y los isótopos $\delta^{13}C$, dado que la ausencia de aceite en las muestras estudiadas, para estas rocas madres, limita la posibilidad de definir biomarcadores.

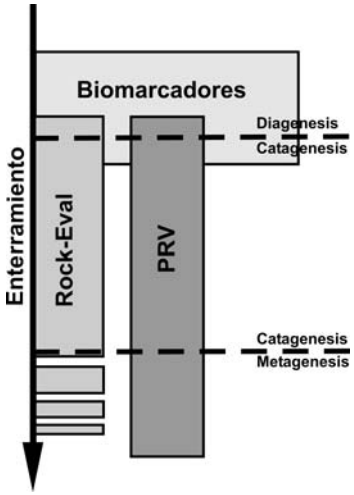


Fig. V.2. Esquema de los marcadores térmicos útiles en la prospección petrolera, en función de su enterramiento y la evolución de la materia orgánica. Modificado de Menetrier (2005).

El análisis Rock-Eval® confirma la mezcla de estos dos tipos de kerogenos principalmente en el pozo PMX-236 (Figura V.3), así como el agotamiento del potencial petrolero en su principal roca madre Formación La Casita.

La técnica Rock-Eval®, aporto resultados medianamente importantes, en comparación con los resultados obtenidos por otras técnicas, para este trabajo. Esto se debió exclusivamente a que la MO, esta casi totalmente transformada para la roca madre La Casita, lo que impide obtener información que pueda servir para definir el potencial petrolero inicial, a través de esta técnica.

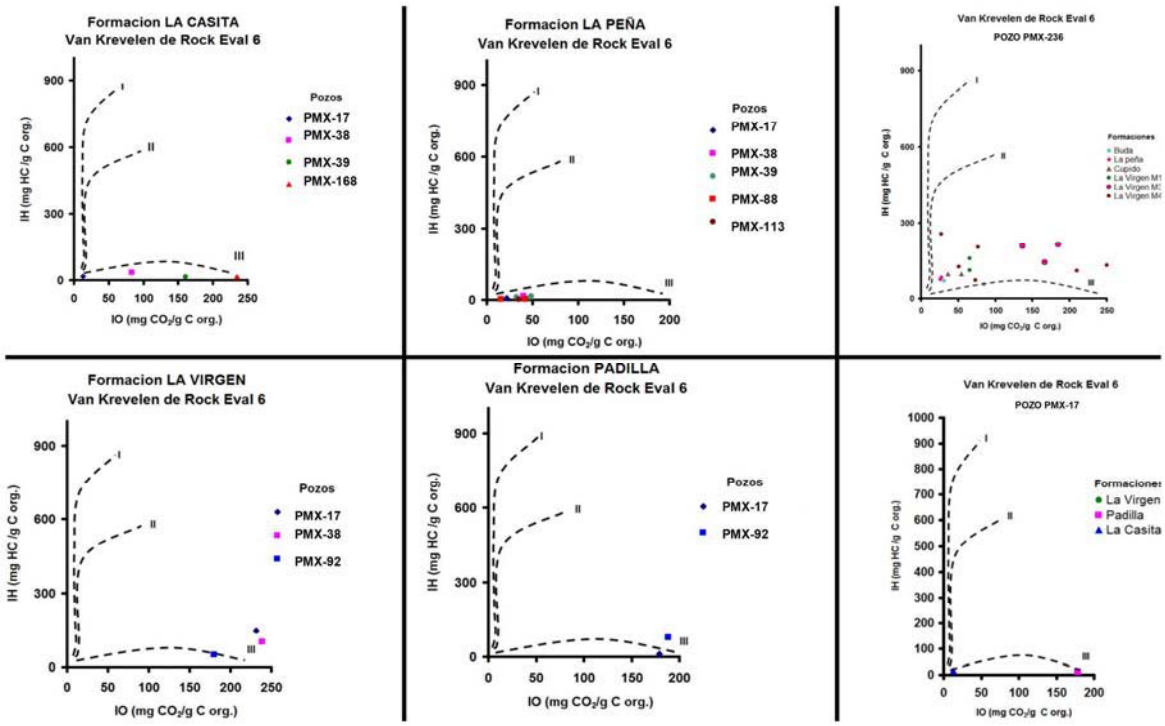


Fig. V.3. Diagramas tipo Van Krevelen, a partir de datos de pirolisis Rock-Eval 6, en distintas formaciones y pozos del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas. Nótese como el potencial petrolero esta agotado en las formaciones del Jurasico Tardío y Cretácico Inicial, mientras que para las formaciones del Cretácico Medio y Tardío, aun existe Kerogeno con potencial productor en la ventana del gas. Paralelamente podemos asegurar, de acuerdo con estos diagramas, que la materia orgánica es una mezcla de kerogeno TII y TIII.

Los resultados de los gases, que se encontraron en los niveles de rocas madres considerados son representados en la figura V.4, propuesta por Lorant *et al.,* (1998) y modificada por Prinzhofer *et al.,* (2000, 2003), en donde nos muestra la transformación térmica del aceite en gas por cracking secundario.

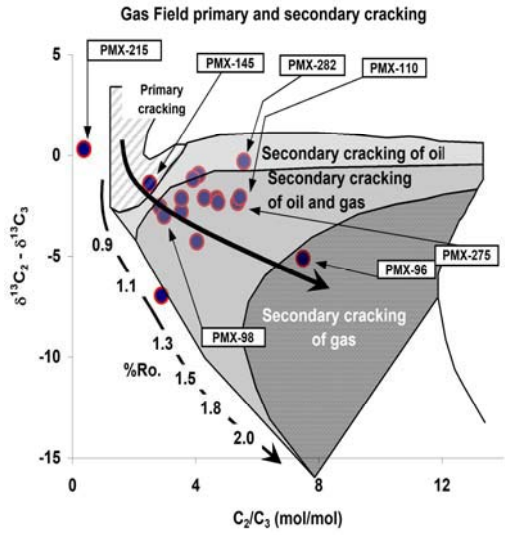


Fig. V.4. Relación grafica de $\delta^{13}C_2 - \delta^{13}C_3$ versus C_2/C_3 después de Lorant *et al.*, (1998) y Prinzhofer *et al.*, (2000), aplicado a la serie de isótopos de gas de los campos productores de las cuencas de Sabinas y Piedras Negras.
Este caso presenta una gama más amplia de la madurez en un sistema más cerrado, extendiéndose del cracking primario del aceite, al cracking secundario del aceite y del gas, y secundario del gas. Es evidente que el origen del gas en la Cuenca de Sabinas es producto del cracking secundario del aceite y del gas, mientras que para la Cuenca de Piedras Negras, está en cracking primario del aceite. Modificado de Prinzhofer *et al.*, (2003).

El presente capitulo, viene a complementar los trabajos realizados en el área por Piedad-Sánchez (2004), Menetrier (2005) y Alsaab (2007), en el sentido de que ellos no establecen un potencial petrolero inicial de las rocas madres, sino solamente las evoluciones térmicas y espesores descritas en la Tabla V.1.

Formación	Edad	%Ro	Espesor (m)
La Casita	Kimmeridgiano-Tithoniano	>2.5	50 - 700
La Peña	Aptiano Superior	>1.15	30 - 200
Eagle-Ford	Turoniano	<1.1	170 - 350
Olmos	Maastrichtiano	<0.92	0.5-3.00 (carbón)

Tabla V.1. Principales rocas madres estudiadas en este trabajo.

Actualmente los potenciales petroleros de las rocas generadoras de la Cuenca de Sabinas, se reportan simplemente por su contenido actual de TOC e IH (Tabla V.2).

Formación	TOC	IH	Fuente
La Casita	0.5 - 2	?	Eguiluz de Antuñano (2001)
La Peña	0.5	?	
Eagle-Ford	0.5 - 1	?	
La Casita	2.6	<50	Román-Ramos y Holguín-Quiñones (2001)
La Peña	1.1	50-100	
Eagle-Ford	1.4 - 5	50-389	

Tabla V.2. Potenciales petroleros para las rocas madres de la Cuenca de Sabinas, reportados en la literatura.

Estos valores actuales no son los adecuados para reconstruir correctamente la historia diagenética de la cuenca, pues la evolución térmica del kerogeno y la expulsión de una parte de los productos formados por esta transformación producen una disminución de estos parámetros. Esto nos indica que es necesario establecer los valores iniciales para poder reconstruir la historia diagenética de la materia orgánica de esta cuenca.

Para poder determinar el TOC inicial (TOC°) y el IH inicial (IH°), tenemos que comprender primero como funciono el entorno de la cuenca y su ambiente sedimentario, considerando el origen de la materia orgánica.

El complejo de rocas clásticas de alto contenido en materia orgánica, comenzó su sedimentación por la separación de placas que provocaron la formación de "grabens" y "horsts" que determinaron la distribución de los mares y de las tierras emergidas durante el Mesozoico, ayudando al rápido enterramiento de sedimentos para las formaciones del Jurasico Tardío y Cretácico Temprano (Márquez, 1979; Salvador, 1987, 1991a; Cuevas, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer y Johnson, 2001 y Ewing, 2003).

Esta parte de la historia de la cuenca representa a la etapa de deriva (*rift*), donde los sedimentos son carbonatos, evaporitas y depósitos siliciclástico costeros, acumulados sobre plataformas extensas en un margen pasivo (144-96 Ma, según Chávez-Cabello, 2005).

La materia orgánica TIII, tiene su origen en los aportes terrígenos de los afluentes del complejo deltaico del Bloque de Coahuila, (Wilson y Selvius, 1984; Wilson, 1990), y del sistema de drenado de los ríos de Norte America, adyacentes al bloque Burro Salado o península de Tamaulipas (Goldhammer, 1999; Wilson, 1990). Durante el Oxfordiano-Neocomiano, y el Campaniano existió una comunicación directa con el Golfo Interior de Norte America (Brenner y Davies, 1973; Williams y Stelck, 1975; Brenner, 1974, 1978, 1980), que aportara grandes cantidades de sedimentos y diera origen a la formación de unidades del Campaniano Tardío, que se observan actualmente tanto en México como en las cuencas de Texas E.U.A. (Figura V.5).

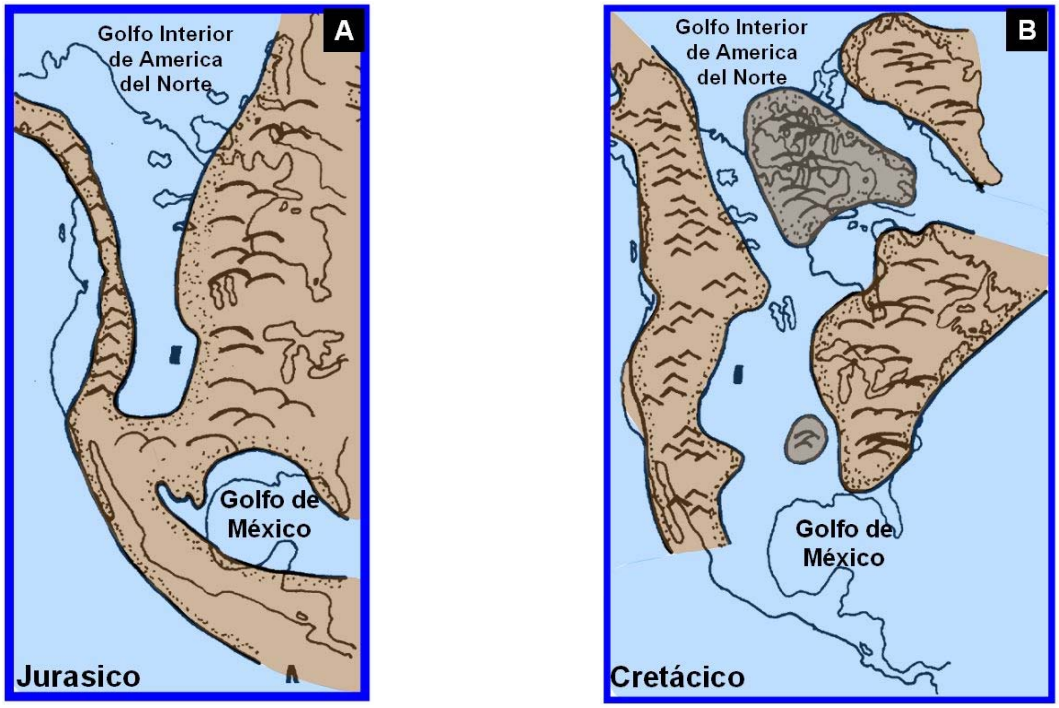


Fig. V.5. Ejemplos de las configuraciones mesozoicas de la vía marítima en Norteamérica. A) Último Mar Jurásico del Oxfordiano, abierto en un extremo (Brenner y Davies, 1973). B), última vía marítima cretácica del Campaniano, abierta en ambos extremos (Brenner, 1978). Modificado de Brenner (1980).

5.1.1 Formación La Casita

Este miembro se deposito en secuencias laminadas de lutitas con un alto contenido de materia orgánica de tipo Terrígeno-Marina (Figura V.6), en un margen de plataforma retrogradacional (back-stepping), (Michalzik y Schumann, 1994).

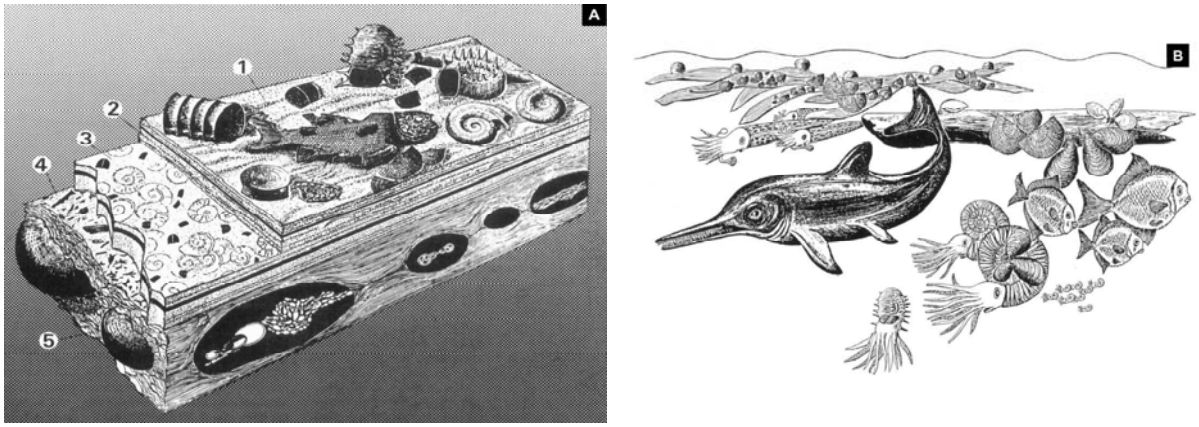


Fig. V.6. Reconstrucción paleontológica de los ambientes marinos para la Formación La Casita. A). Bosquejo de la taphocoenosis, en la plataforma externa del Golfo de Sabinas, después de Schumann (1988): 1. Acumulación de amonitas, aptychus, remanentes de los vertebrados, peces, cáscaras de Aulacomyella, y de vez en cuando belemnites; 2), lutitas laminadas que contienen radiolarios pero sin macrofósiles; 3), capa de lutitas con los moldes de amonitas, las cáscaras están disueltas - se preservan el siphuncle y el aptychus; 4), capa de lutitas con detrito vegetal; 5), capa de lutitas con la fauna de la capa 1, preservada por la formación de carbonatos.
B). Bosquejo de la biocenosis en las aguas superficiales de la plataforma externa, que muestra los bivalvos que colonizaron los restos de madera flotante, las algas marinas y las amonitas. Después de Schumann (1988). Tomado de Michalzik y Schuman (1994).

La materia orgánica TII, tiene su origen en los ambientes marinos de plataforma y mar abierto del Golfo de Sabinas, debido a su conexión con el proto-Golfo de México, (Figura. V.6; Michalzik y Schumann, 1994; Rueda-Gaxiola, 2004).

El paleoambiente de especies marinas, que habitaron el Golfo de Sabinas, fue el precursor de la acumulación en sedimentos del kerogeno TII de la Formación La Casita (Michalzik y Schumann, 1994; Oloris *et al.,* 2003).

Nótese en la figura V.7, como las etapas de transgresiones y regresiones, influyeron en los aportes de materia orgánica terrígeno y marina en la cuenca, (Oloriz *et al.*, 2003).

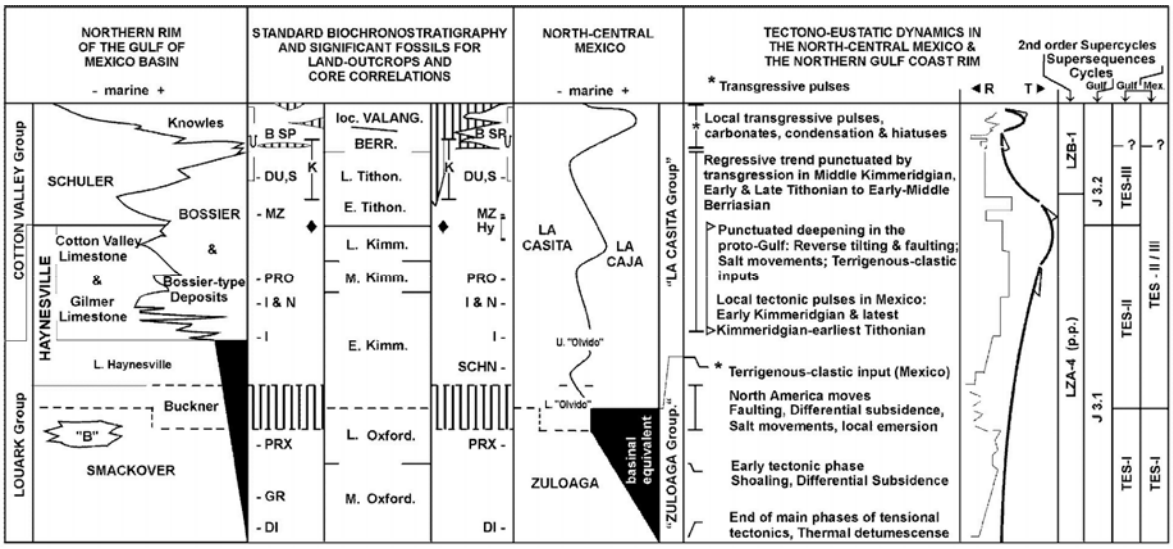


Fig. V.7. Carta de correlación para el Superciclo del Jurásico Superior en el área Norcentral de México y el borde norteño del Golfo de México. Grupos y formaciones geológicas. Abreviaciones (Miembros y unidades informales); intercalación de depósitos del tipo-Buckner ('B'). Temprano (E), Medio (M) y tardío (L). Biocronoestratigrafía según los estándares europeos para las amonitas y calpionellids (p.e. Oloriz *et al.,* 2003). Límite biochronoestratigrafico no concluido (líneas quebradas). Hiatos (acto vertical). Líneas finas; Superciclos de segundo orden y curva eustatica de largo plazo adaptada de Haq *et al.,* (1987, 1988). Curva relativa del nivel del mar para la región, especialmente para el área norcentral de México. Transgresión (t) y Regresión (r). Ciclos del Jurásico Superior para la costa norte del Golfo de México (J3.1, J3.2) según Emery y Uchupi (1984). Secuencias y supersecuencias Tectono-eustaticas (TES-I, II, III). Ammonites: Berriasellidae (B), Dichotomosphinctes (DI), Durangites (DU), Gregoryceras (GR), microconchiate Hybonoticeras (Hy), Idoceras (I), Mazapilites (MZ), Nebrodites (N), Praeataxioceras (PRX), Procraspedites (PRO), Salinites (S), Schneidia (SCHN), Spiticeratinae (SP), Virgataxioceras-like ammonites (V). Calpionellids (U). Tomado de Oloriz *et al.* (2003).

5.1.2 Formación La Peña

Para la Formación La Peña, la materia orgánica fue aportada en el Aptiano Superior y se caracteriza por registrar un incremento en el nivel del mar que cubrió inclusive el Bloque de Coahuila (Eguiluz de Antuñano, 2001). A partir del inicio de esta formación, nuevamente la sedimentación de carbonatos domino toda la cuenca (Padilla y Sánchez, 2007).

Tal trasgresión está representada por las lutitas de esta formación, que es usada como control bioestratigráfico regional dada su extensión, ya que aparece a lo largo de la Cuenca de Sabinas y también en las cuencas del Sur del Estado de Texas (E.U.A.).

Los espesores son variables pero alcanzan hasta los 200 m, dependiendo de la topografía anterior a su depósito. La materia orgánica TII y predomínate TIII, tiene sus orígenes en una mezcla marino-terrígena, con un ambiente de plataforma interna dividido en; Neritico Externo, Neritico Medio y Neritico Interno (Mapa isopaco La Peña, Pemex 2003).

El ambiente deposicional se vio influenciado por una regulación negativa o de depósito lenta de sedimentos, debido al relieve topográfico elevado de la subyaciente Formación Cupido de origen arrecifal, cuya cresta reguló o impidió el depósito de sedimentos basales en la Formación La Peña. (Cantú-Chapa, 2007). Motivo por el que esta formación alcanzo poco espesor.

5.1.3 Formación Eagle Ford

Para la Formación Eagle Ford, la materia orgánica TII y predominante TIII, fue aportada a fines del Cenomaniano y durante el Turoniano. La formación se depositó en un paquete de 300 m de espesor, de lutitas negras con calizas arenosas y areniscas calcáreas intercaladas, que consisten principalmente en una serie de facies clásticas terrígenas regresivas depositadas en un ambiente de cuenca de antepaís (foreland) medio-nerítico (Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer y Johnson, 2001).

El aporte de sedimentos provenientes del occidente se incremento, y se mantuvo hasta el cenozoico (Padilla y Sánchez, 2007), que motivo el alto contenido en materia orgánica tipo III.

Esta formación también esta presente en las cuencas de Texas, que a diferencia de la Cuenca de Sabinas, en Texas es generadora de aceite y gas húmedo.

5.1.4 La Formación Olmos

Esta formación es una roca generadora clásica de TIII, pero solamente se estudian las intercalaciones de manto de carbón sub-bituminoso, ya que son la única parte donde existen grandes cantidades de materia orgánica.

El potencial petrolero para esta formación, fue definido por pirolisis Rock-Eval y maduración artificial, por otros autores (Piedad-Sánchez, 2004 y Alsaab, 2008).

A partir del Santoniano Medio se empiezan a apreciar los efectos de la Orogenia Laramide, al formarse las cuencas interiores (área Sabinas – Olmos y las cuencas de Parras y La Popa) y al producirse el depósito de formaciones típicas de ambientes de planicies aluviales continentales y complejos deltáicos (Robeck *et al.,* 1960; Tardy, 1972; Flores-Galicia, 1985; Verdugo y Ariciaga, 1985a; Echanove-Echanove, 1986; Flores-Espinoza, 1989; Santamaría-Orozco, 1990; Eguiluz de Antuñano, 2001 y Corona-Esquivel *et al.,* 2006).

En esta época aparece una selva exuberante productora de turba que es inundada con frecuencia por agua dulce. La Formación Olmos, consiste en un paquete de sedimentos clasticos, sandstone alterados, siltstone, shale y capas de carbón en la base (Stephenson, 1927).

5.2 Paleobatimetría: Transgresiones y regresiones

La reconstrucción paleobatimetrica es sumamente complicada, si no se cuenta con un estudio detallado del porcentaje de planktonic foraminiferas, con respecto al total de la población fósil de foraminíferas (%P) (Van der Zwaan *et al.,* 1990; Hinsbergen *et al.*, 2005).

Por este motivo y por la escasa información palinologica para todas las estructuras y en toda la extensión Cuenca de Sabinas, es que en este trabajo proponemos una evolución paleobatimetrica, calculando esta a partir de los ambientes de deposito reportados (Márquez, 1979; Padilla y Sánchez, 1986, 2007: Santamaría-Orozco,

1990; Michalzik y Schumann, 1994; Rueda-Gaxiola, 1998; Eguiluz de Antuñano, 2001 y Oloriz *et al,* 2003), en relación con la curva Exxon.

Esta curva sirvió como base para determinar la profundidad del mar, considerando que en la Formación La Casita, el espesor del mar de acuerdo con Michalzik y Schumann (1994), fue de aproximadamente 100 m para el Jurasico Tardío (Kimmeridgiano – Tithoniano; Figura V.8). Este espesor se relaciona con la curva, para así determinar los espesores del mar en el tiempo para la Cuenca de Sabinas.

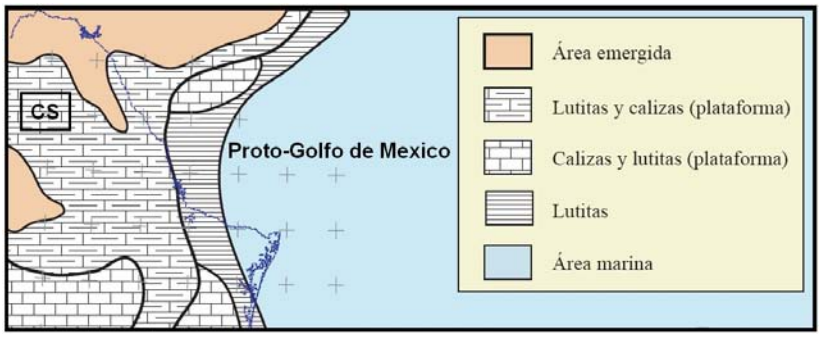


Fig. V.8. Trasgresión marina para el Tithoniano superior, apareciendo sistemas de plataforma somera de baja profundidad. Máximo 100 m de profundidad (Michalzik y Schumann, 1994), para la Cuenca de Sabinas (CS). Modificado de Padilla y Sánchez (2007).

Sin embargo existen diferencias en algunas edades al aplicar esta curva, que nos son del todo coincidentes con el ambiente de depósito en algunas formaciones. Esto se debe a que la curva Exxon, presenta la evolución en el tiempo del nivel del mar, admitiendo que es el mismo en todo el hemisferio (p.e. Capitulo 3, Figura III.12).

Por lo que en la Cuenca de Sabinas, dada su complejidad y que su historia de sepultamiento fue controlada por eventos tectónicos y por la aparición de una barrera de coral, es que se acudió al estudio estratigráfico de los ambientes de deposito (Martínez-Hernández *et al.*, 1980; Flores-Espinoza, 1989; Santamaría-Orozco, 1990; Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007 y Padilla y Sánchez, 2007), correlacionándolos con otras paleo-batimetrías, determinadas para paleoambientes similares, reportadas en la literatura (p.e. Jordan, 1978; Sholle *et al.*, 1989; Kominz y Pekar, 2007 y Gibson, 2007), logrando proponer una reconstrucción paleobatimétrica teórica de la Cuenca de Sabinas.

Las estructuras no coincidentes con la curva Exxon de acuerdo a nuestro modelo de aplicación, fueron la Formación Cupidito (Wilson y Pillai, 1977; Wilson y Selvius,

1984), que sedimento en un ambiente lagunar con plataforma interna (Figura V.9), precipitando carbonatos de alta energía, lo que nos dice que el espesor del mar, no debió ser mayor de 40 m (p.e. Read, 1985).



Fig. V.9. Paleogeografía del Barremiano, que muestra la regresión marina donde la sedimentación en la Cuenca de Sabinas (CS) fue controlada, por una barrera de coral (Arrecife Cupido). Modificado de Padilla y Sánchez (2007).

Otra discrepancia, existe con la Formación La Peña (Imlay, 1936; Humphrey, 1949), ya que esta sedimento producto de una transgresión que cubrió toda la Cuenca de Sabinas, incluyendo sus bloques he islas (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Padilla y Sánchez, 2007), y que al mismo tiempo el aporte de agua marina en la Cuenca de Sabinas, para esta época, se mantuvo controlada por la cresta del arrecife Cupido (Figura V.10), donde el Bloque Pirineo se ubica en el nerítico medio, correspondiéndole un espesor del mar que no debió ser superior a 80 m (p.e. Kominz y Pekar, 2007; Gibson, 2007).

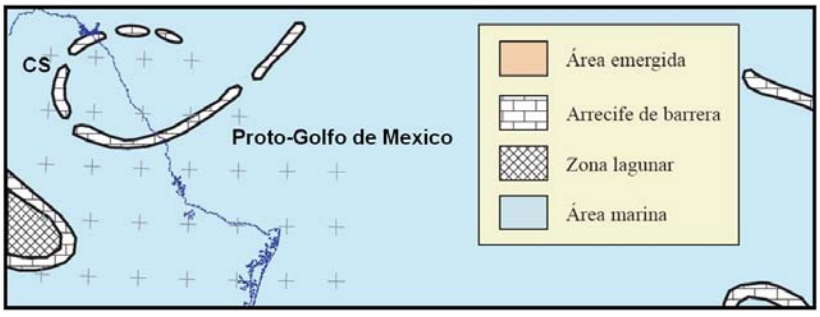


Fig. V.10. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano Tardío, tiempo en el que los altos de basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico tardío fueron sumergidos bajo las aguas del mar. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la Cuenca de Sabinas (CS). Modificado de Padilla y Sánchez (2007).

Para finalizar la curva paliobatimetrica, consideramos que para la Formación Olmos, producto de las regresiones del mar, aparecieron ambientes tipo deltas (Martínez-Hernández *et al.,* 1980; Flores-Espinoza, 1989 y Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007;

Figura V.11), en los que se depositaron materia orgánica continental TIII, por lo que su espesor no debió ser mayor de 20 m (p.e. Storm *et al*., 2005).

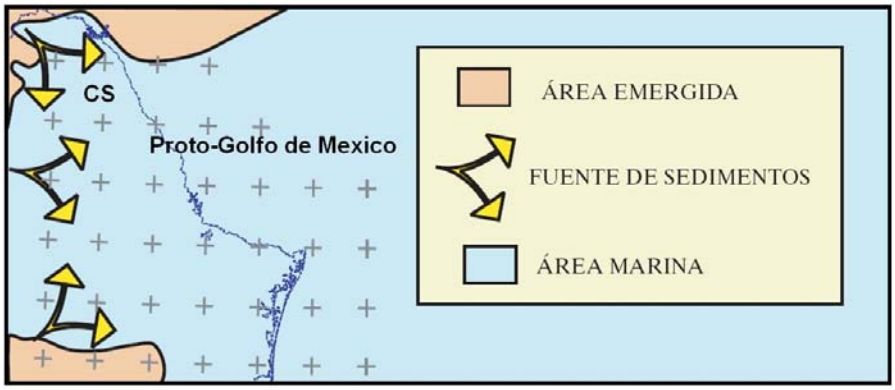


Fig. V.11. Paleogeografía del Turoniano- maestrichtiano. El aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. Esta condición se mantuvo hasta el Cenozoico. Los sistemas deltaicos, formaron una selva exuberante que produjeran la MO TIII de la Formación Olmos, en la Cuenca de Sabinas (CS). Modificada de Padilla y Sánchez (2007).

A partir de 49Ma y hasta 24Ma, producto del uplift de la Orogenia Laramide, la transgresión progresiva del mar retiro las costas del Golfo de México hasta su ubicación actual (Figura V.12), dando fin a la sedimentación en la Cuenca de Sabinas (Eguiluz de Antuñano, 2001).

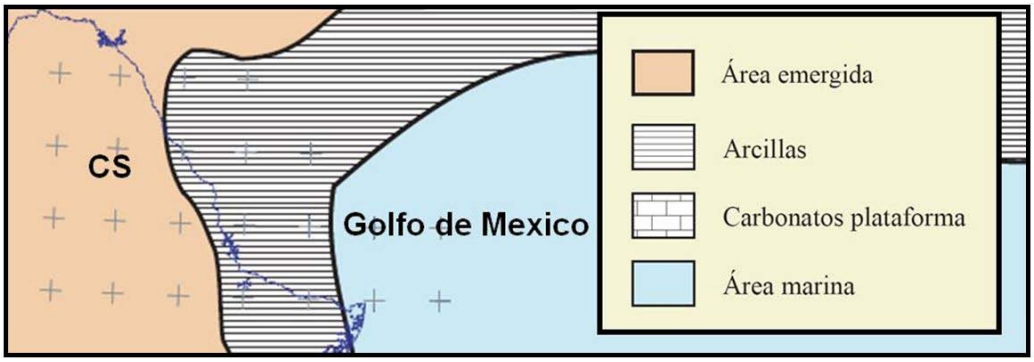
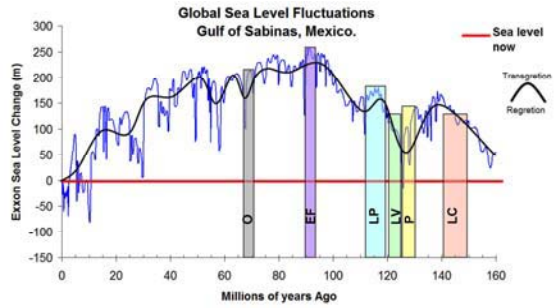


Fig. V.12. Paleogeografía posterior al uplift, en la Cuenca de Sabinas (CS). Modificada de Padilla y Sánchez (2007).

Una vez analizados los ambientes de deposito y las etapas de transgresiones y regresiones del mar, se pudo calibrar la curva Exxon (Figura V.13A), en función de las profundidades definidas en estos cuatro ciclos importantes de la paleogeografía en la cuenca, permitiendo proponer una paleobatimetria (Figura V.13B), que podrá aplicarse de manera simultanea en los modelos geoquímicos 1D y 2D.

A



B

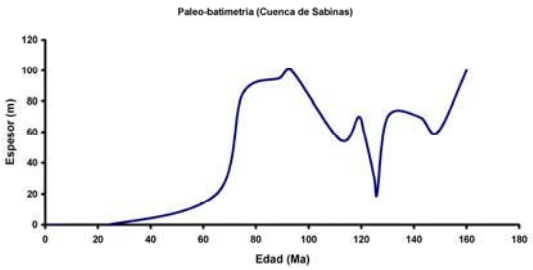


Fig. V.13. El calculo de la paleobatimetría, para la Cuenca de Sabinas, se determino relacionando la curva Exxon con la profundidad del mar dirante el Kimeridgiano-Tithoniano (Michalzik y Schumann, 1994), y lo reportado en la literatura sobre transgresiones y regresiones (Marquez, 1979; Padilla y Sánchez, 1986, 2007: Santamaría-Orozco, 1990; Michalzik y Schumann, 1994; Rueda-Gaxiola, 1998; Eguiluz, 2001; Oloriz *et al.,* 2003). En la Figura V.13A, se muestra la ubicación de las principales rocas generadoras en la curva Exxon, que sirvieran para calibrar la curva mediante sus sistemas de depósito. Abreviaciones; LC, La Casita; P, Padilla; LV, La Virgen; LP, La Peña; EF, Eagle Ford; O, Olmos. En la figura V.13B, se muestra la relación de la profundidad promedio del mar en la Cuenca de Sabinas, determinando un espesor máximo de 100 m. (Michalzik y Schumann, 1994).

5.3 Reconstrucción del TOC e IH inicial

La capacidad de generación de hidrocarburos en cuencas sedimentarias, depende de la cantidad de materia orgánica inicial (TOC°) y calidad de esta (IH°). (Claypool, 2002, en Peters *et al.,* 2007).

Para las rocas generadoras de la Cuenca de Sabinas, el determinar estos parámetros es completamente indispensable, si queremos inferir de una manera correcta sobre los eventos de generación, migración y acumulación de hidrocarburos en el curso de su historia térmica.

El obstáculo en la Cuenca de Sabinas para poder determinar estos valores, es la elevada tasa de transformación, consecuencia de una sobre maduración de las rocas madres, producida por el enterramiento de hasta 8 km (Piedad-Sánchez, 2004; Menetrier, 2005; Alsaab, 2007 y Camacho-Ortegón *et al.,* 2008, a, c), por lo que no es posible con datos de pirolisis, determinar su potencial petrolero inicial. Trabajos anteriores (Eguiluz de Antuñano, 2001; Román-Ramos y Holguín-Quiñónez, 2001), reportan el potencial petrolero actual.

Sin embargo en este estudio se propone un método para determinar el TOC° e IH°, a partir de la integración de varias técnicas, tanto geoquímicas como numéricas, que consiste en realizar una reconstrucción teórica del potencial petrolero, utilizando el

modelo de velocidad de sedimentación (SR) propuesto por Ibach (1982) y el propuesto por Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007).

El TOC° y el IH° se obtiene al aplicar una secuencia en tres etapas de cálculo:

1.- Utilizando el modelo geoquímico PetroMod 2D (p.e. Capitulo 3), se pudo determinar en cada sección sísmica 2D, cuales eran los espesores decompactados de las rocas generadoras estudiadas, con el fin de poder determinar la velocidad de sedimentación de estas.

Las líneas sísmicas se trataron individualmente, haciendo una regresión al tiempo de la sedimentación de las rocas generadoras (Anexo 7), exportando la malla de la formación, de cada roca generadora con datos de navegación georeferenciados por cada kilómetro y obteniendo un espesor por cada coordenada UTM_X y UTM_Y, que nos permite calcular la velocidad de sedimentación, relacionando la edad de la formación, contra el espesor inicial calculado siguiendo la siguiente ecuación;

$$Eq\ 1: \quad SR = E°/\ Ea$$

donde E°= espesor inicial en metros y Ea = edad de la formación en millones de años (Ma)

2.- una vez calculada la SR, aplicamos el modelo de Ibach (1982), para la obtención del TOC°, siguiendo la ecuación:

$$Eq.\ 2: \quad \text{Log (TOC°)} = 0.64\ \text{Log (SR)} - 0.55$$

donde TOC° = Carbón Orgánico Total inicial (wt %) y SR = velocidad de sedimentación (m/Ma)

3.- al haber obtenido un TOC°, podemos determinar su IH° si aplicamos el método propuesto por Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007).

Este método se pudo utilizar, ya que graficando los resultados propuestos por este (vea tabla 4.7 en Peters *et al.*, 2007), se obtiene la ecuación de 3er grado;

Eq 3: $y = -1.3706x^3 + 18.64x^2 + 41.57x - 4.3997$ [R2 = 0.9913]

que permite determinar de una manera general, la relación entre el TOC° y el IH° (Figura V.14).

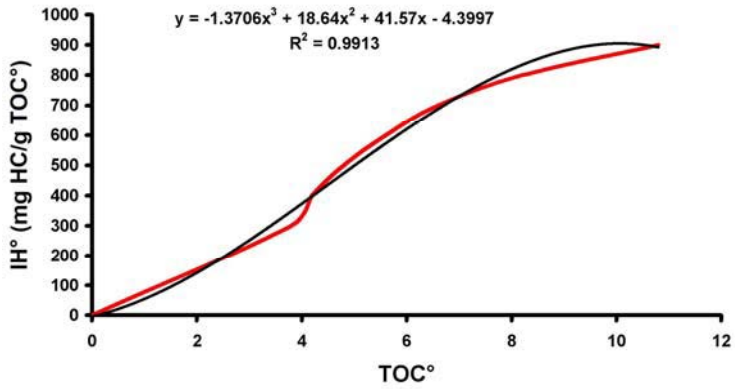


Fig. V.14. Curva de TOC° e IH°, construida en función de los resultados propuestos por Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007). La línea roja corresponde a la base de datos y la línea negra a la curva de regresión polinominal de 3er grado.

En función de esta sencilla secuencia es posible inferir de una manera teórica, la riqueza orgánica inicial para las rocas generadoras de la Cuenca de Sabinas, y construir mapas de isovalores de tal manera que se pueda localizar el potencial de las rocas generadoras en función de su ubicación geográfica.

Siguiendo este método, los resultados indican que:

- Para la Formación La Casita la SR fue de 40 a 60 m/Ma (Figura V.15), el TOC° fue de min. 3 y max. 6 (Figura V.16), con un IH° min. 250 y max. 500 (Figura V.17).
- Para la Formación La Peña, la SR fue de 15 a 40 m/Ma (Figura V.18), y su TOC° oscila entre 1.5 y 3 (Figura V.19), con un IH° min. 90 y max. 240 (Figura V.20).
- Para la Formación Eagle Ford, la SR fue de 10 a 30 m/Ma (Figura V.21), su TOC° fue de min. 1 y max. 2.5 (Figura V.22), con un IH° min. 50 y max. 200. (Figura V.23).

Esta información fue utilizada como datos de entrada en los modelos geoquímicos 1D y 2D.

Es importante señalar que el método descrito, es alternativo solamente cuando se trata de cuencas sedimentarias, que por su evolución térmica no permite desarrollar un estudio en laboratorio por pirolisis en maduración artificial o Rock-Eval®, para la obtención de la riqueza orgánica.

De esta forma se aplico un TOC° e IH° al modelado geoquímico, obteniendo una evaluación más cuantitativa de las acumulaciones orgánicas presentes en la cuenca.

Esta información es muy valiosa para definir la distribución geográfica concerniente al depósito, preservación y transformación térmica del kerogeno que formo los hidrocarburos.

5.3.1 TOC° e IH° Formación La Casita

Para poder ubicar geográficamente la riqueza orgánica, se construyeron mapas de isovalores, que muestran su distribución en una porción de la Cuenca de Sabinas. Los mapas fueron construidos en Surfer® V8 (Golden Software, Inc.), aplicando una interpolación de datos XYZ kriging, en una malla 50 x 50 m.

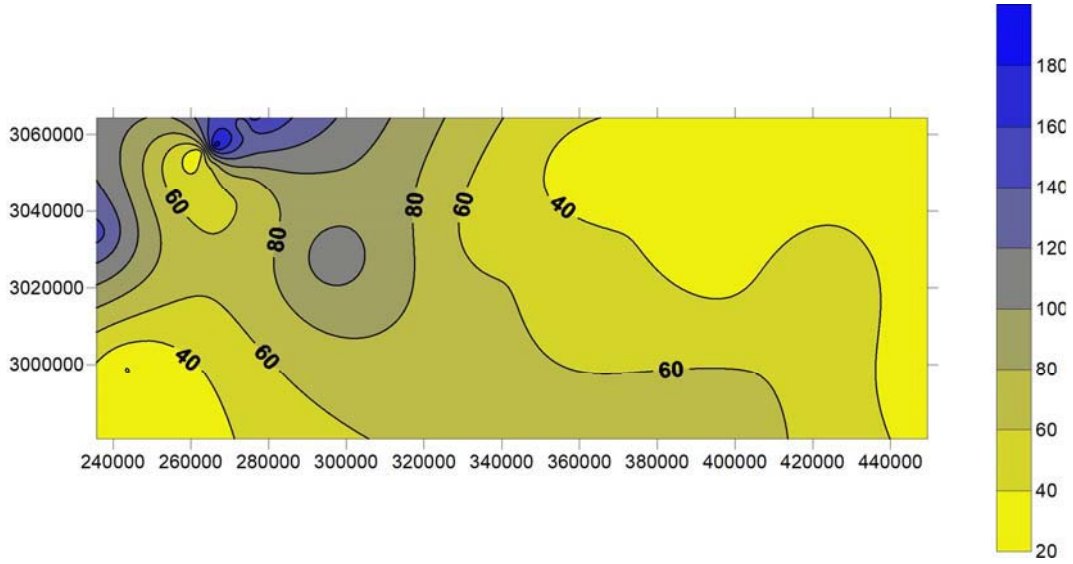


Fig. V.15. Mapa que muestra la distribución de velocidades de sedimentación (SR) en la Formación La Casita (Kimmeridgiano - Tithoniano), para una porción de la cuenca de Sabinas. SR determinado a partir de la decompacción de la formación, en el modelo Petromod® 2D. Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en m/Ma.

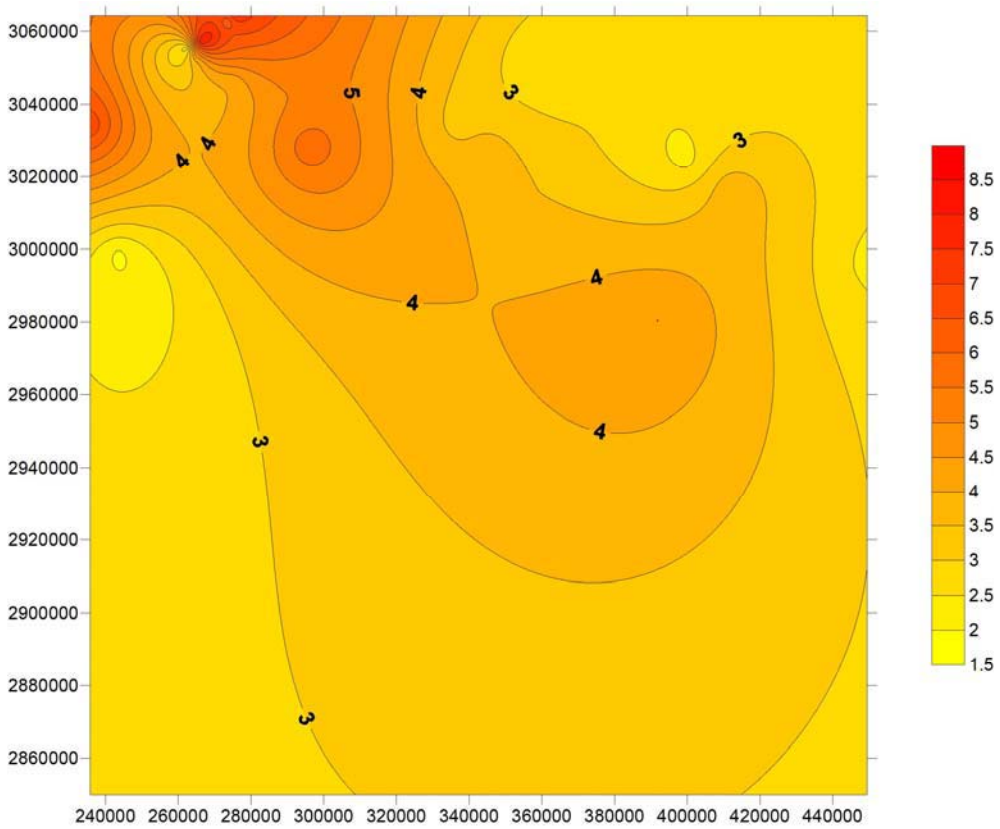


Fig. V.16. Mapa que muestra la distribución del TOC° en la Formación La Casita (Kimmeridgiano - Tithoniano), para una porción de la cuenca de Sabinas. Potencial TOC° determinado a partir del método de velocidad de sedimentación propuesto por Ibach (1982). Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en TOC° (wt.%).

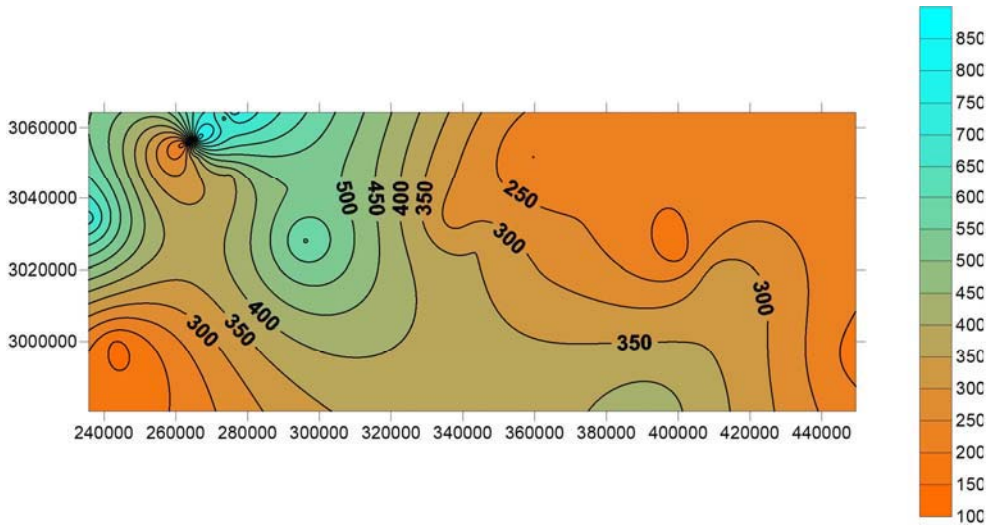


Fig. V.17. Mapa que muestra la distribución del IH° (mg HC/g TOC), de la Formación La Casita, en una porción de la Cuenca de Sabinas. Calculado a partir del método de Claypool (2002, *en* Peters *et al.*, 2007). Se utilizo para el cálculo la base de datos de TOC° obtenida por el modelo de Ibach (2002).

5.3.2 TOC° e IH° Formación La Peña

El cálculo del TOC en la Formación La Peña siguió el mismo principio que en la formación la Casita, a diferencia que la extensión en la cuenca fue mayor, como ya se explico en el Capitulo 2.

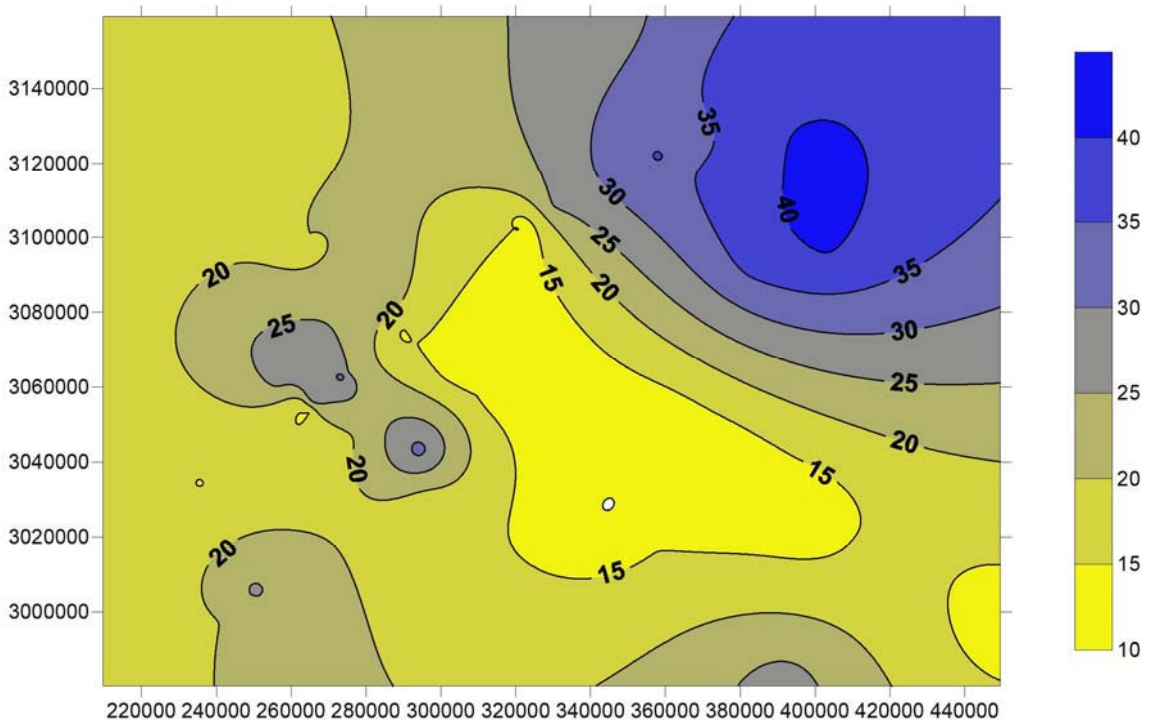


Fig. V.18. Mapa que muestra la distribución de velocidades de sedimentación (SR) en la Formación La Peña (Aptiano Superior), para una porción de la cuenca de Sabinas. SR determinado a partir de la decompacción de la formación, en el modelo PetroMod 2D. Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en m/Ma.

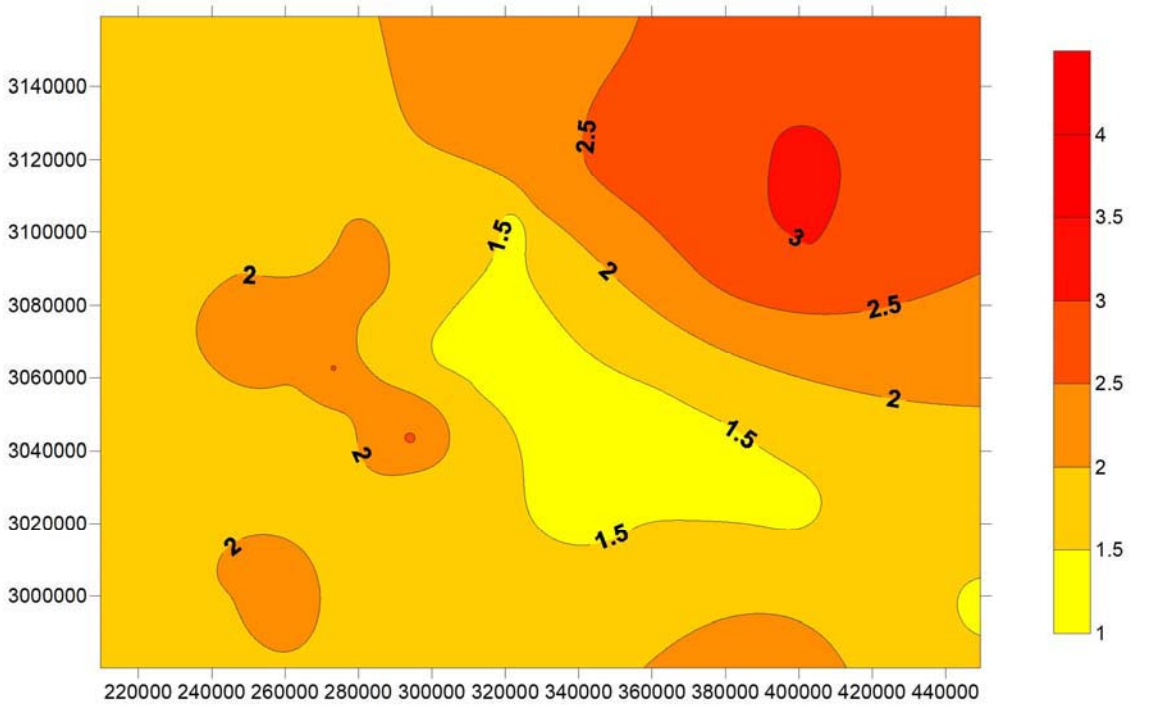


Fig. V.19. Mapa que muestra la distribución del TOC° en la Formación La Peña (Aptiano Superior), para una porción de la Cuenca de Sabinas. Potencial TOC° determinado a partir del método de velocidad de sedimentación propuesto por Ibach (1982). Graduación de coordenadas UTM, escala grafica TOC° (wt.%).

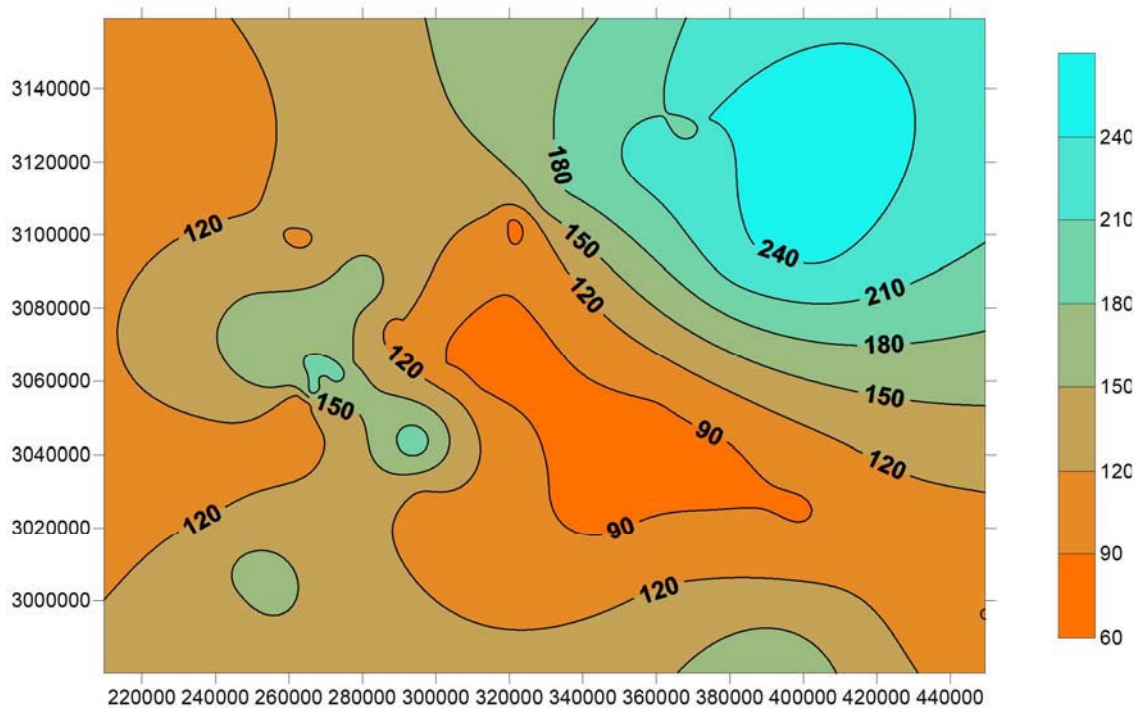


Fig. V.20. Mapa que muestra la distribución del IH° (mg HC/g TOC), de la Formación La Peña, en una porción de la cuenca de Sabinas. Calculado a partir del método de Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007). Se utilizo para el cálculo la base de datos de TOC° obtenida por el modelo de Ibach (2002).

5.3.3 TOC° e IH° Formación Eagle-Ford

El cálculo del TOC en la Formación Eagle-Ford siguió el mismo principio que en las anteriores.

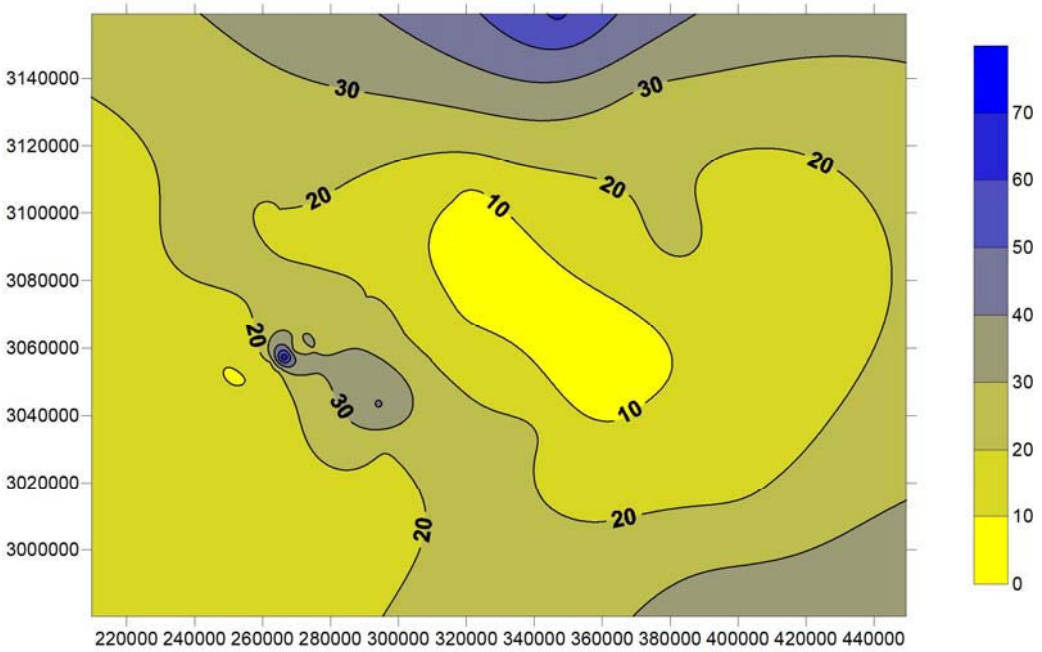


Fig. V.21. Mapa que muestra la distribución de velocidades de sedimentación (SR) en la Formación Eagle Ford (Turoniano), para una porción de la Cuenca de Sabinas. SR determinado a partir de la decompacción de la formación, en el modelo Petromod® 2D. Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en m/Ma.

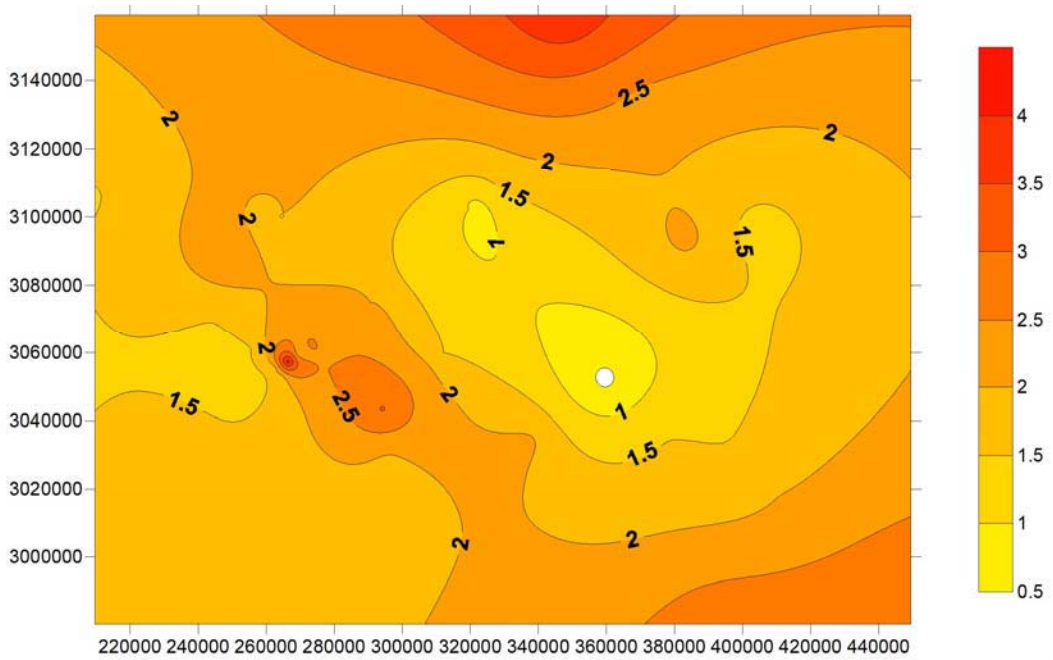


Fig. V.22. Mapa que muestra la distribución del TOC inicial en la Formación Eagle Ford (Turoniano), para una porción de la cuenca de Sabinas. Potencial TOC determinado a partir del método de velocidad de sedimentación propuesto por Ibach (1982). Graduación de coordenadas UTM, escala grafica TOC° (wt%).

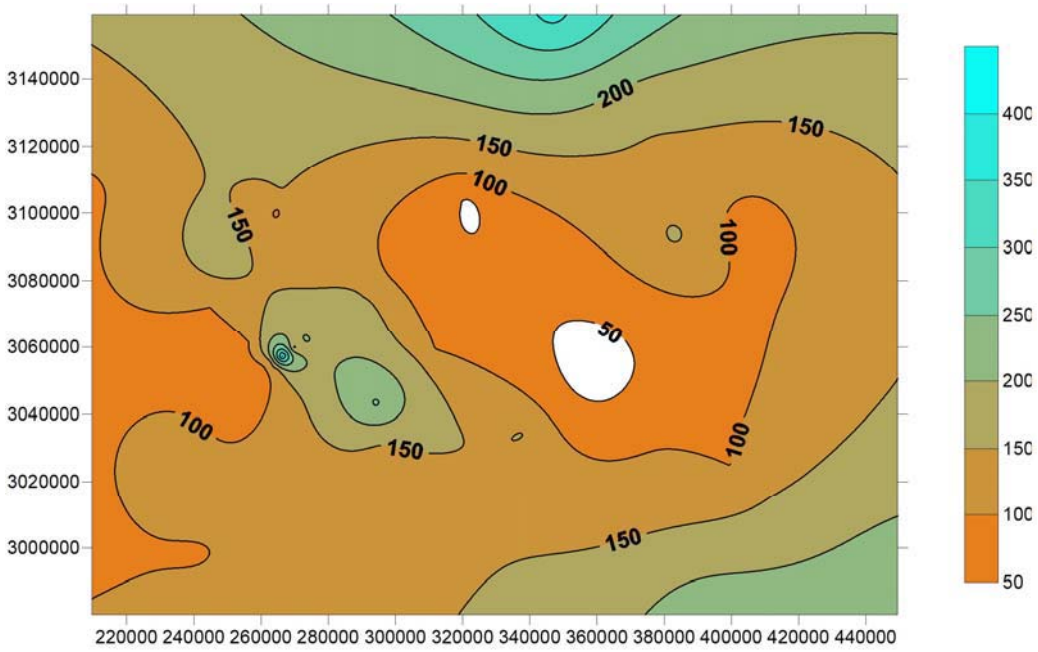


Fig. V.23. Mapa que muestra la distribución del IH° (mg HC/g TOC), de la Formación Eagle-Ford, en una porción de la cuenca de Sabinas. Calculado a partir del método de Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007). Se utilizo para el cálculo la base de datos de TOC° obtenida por el modelo de Ibach (2002).

Los volúmenes de las rocas madres, fueron calculados por la modelización 3D en Surfer® V8, y son reportados en el Capitulo 8 de este trabajo. Para completar el estudio del potencial petrolero de la cuenca, los valores son reportados en el Capitulo 7 de este trabajo.

Capitulo 6

Formación y migración del aceite y los gases

6.1 La formación y la evolución térmica del aceite

La ventana del aceite y el gas, puede observarse en este estudio por medio de la evolución térmica de la vitrinita. A nuestro punto de vista este es actualmente el único medio analítico para poder hacerlo fuera del modelado geoquímico.

La figura VI.1, nos muestra los niveles de profundidad a los cuales podemos encontrar los grados de evolución térmica actual para alcanzar la ventana del aceite y el gas, para cada uno de los pozos estudiados.

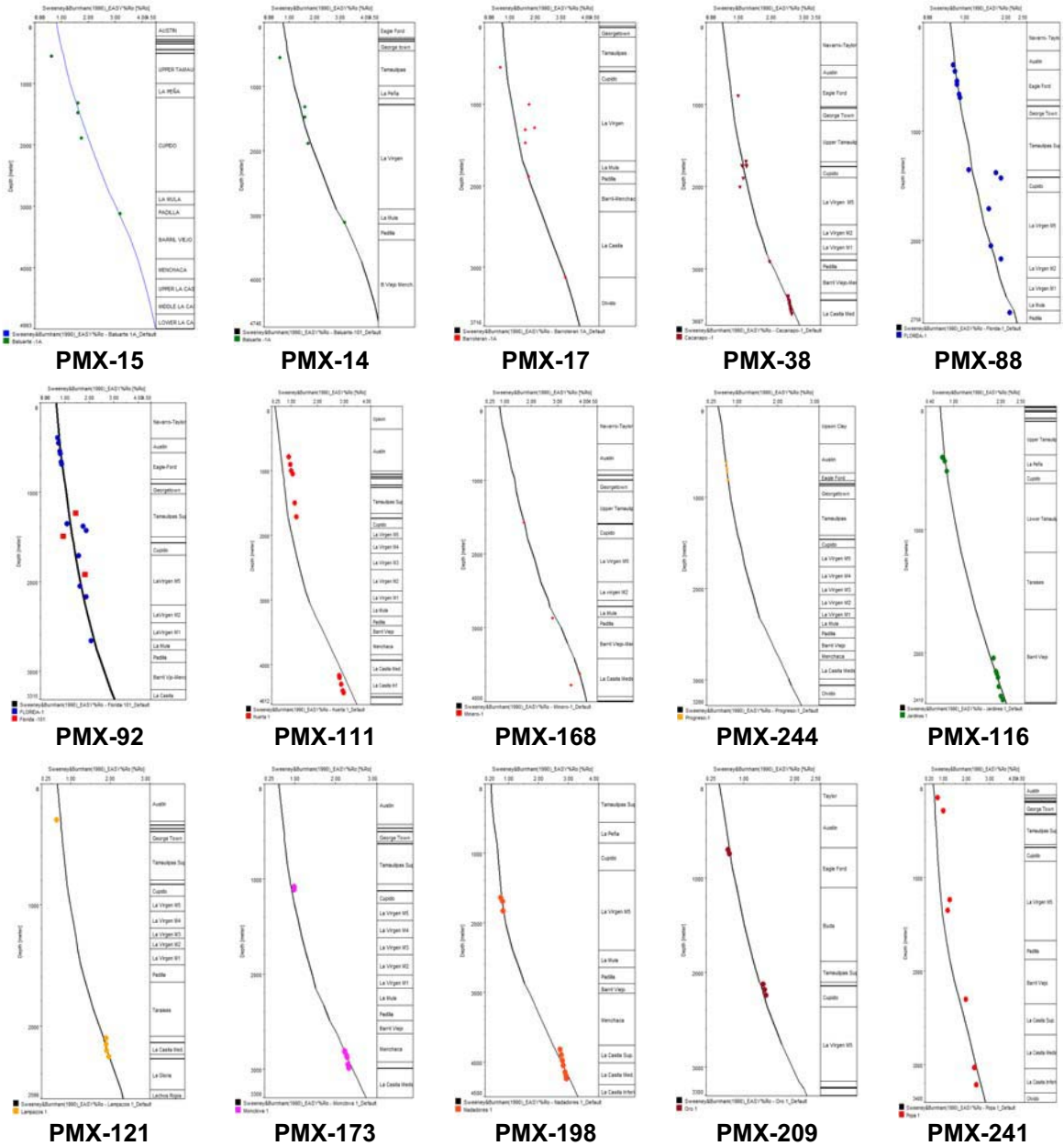


Fig. VI.1. Valores del poder reflector de la vitrinita de 15 pozos, distribuidos en la Cuenca de Sabinas, que muestran una correcta relación entre la evolución térmica de la materia orgánica TIII, con el algoritmo de Sweeney y Burnham (1990). Calibraciones del modelo del sistema petrolero en 1D, este trabajo.

Como podemos observar en esta figura algunos de los pozos no contienen muchas medidas efectivas en cada una de las formaciones estudiadas (Anexo 8), esto es debido a la limpieza de datos obtenidos en los análisis ópticos cuando se tomaron en cuenta los pirobitumenes que se encuentran juntos con la vitrinita en las muestras.

En efecto, trabajos anteriores como el de Piedad-Sánchez (2004), permitieron hacer la diferencia considerando la bireflectancia para no confundir la vitrinita con estos pirobitumenes. Este complicado y pesado trabajo petrográfico fue utilizado también posteriormente en los trabajos de Menetrier (2005) y Alsaab (2008).

Esto nos permite confirmar, que el hecho de no encontrar aceite explotable en esta cuenca se debe a un intenso crakage secundario de una de las rocas madres más jovenes como La Formación La Casita, donde solamente algunas de las rocas madres mas jóvenes están en la ventana del aceite, como lo muestran los análisis Rock-Eval® de la figura VI.2.

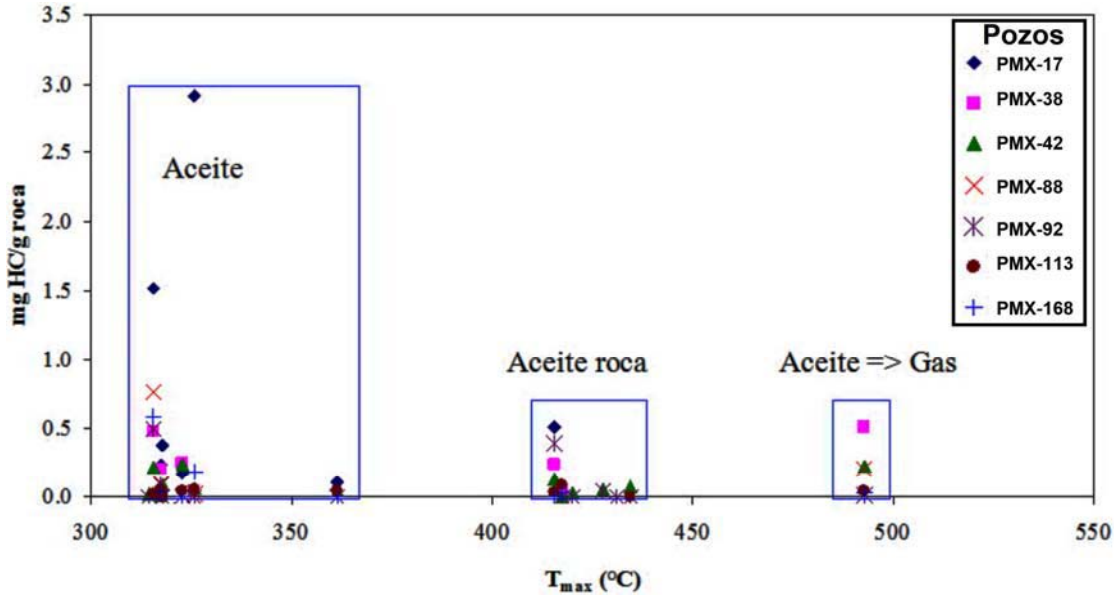


Fig. VI.2. Grafica que muestra el potencial de aceite de las formaciones en varios pozos de la Cuenca de Sabinas, definido a partir de datos de pirolisis Rock-Eval® 6. Tomado de Piedad-Sánchez *et al.,* (2007).

Esta figura nos muestra dos tipos de aceite en la roca, el parámetro S1 del Rock-Eval nos muestra el aceite impregnado que no migro en el intervalo de temperaturas comprendida de entre 430°C y 445°C de Tmax.

Para los kerogenos que se encuentran en la ventana del aceite (rocas madres; La Peña y Eagle-Ford). En la misma figura podemos observar el aceite en las rocas que muestran un Tmax inferior a los 400°C. Esto se puede interpretar como aceite migrado en formaciones que son consideradas como camino de migración o almacenes.

Las rocas de las formaciones como La Casita que muestran un Tmax próximo a los 500°C, se podría interpretar como un aceite que se esta transformando en gas por cracking térmico.

Al mismo tiempo si observamos el diagrama Rock-Eval® de las mismas rocas para el CO_2 (Figura VI.3), este pico S3, lo podríamos interpretar de la siguiente manera:

- El CO_2 orgánico correspondería al intervalo de Tmax comprendido entre 430°C y 445°C.
- El CO_2 migrado con los aceites correspondería al Tmax inferiores a los 400°C.
- El CO_2 de los Tmax próximos a los 500°C podrían interpretarse como CO_2 de origen no orgánico presentes en la roca.

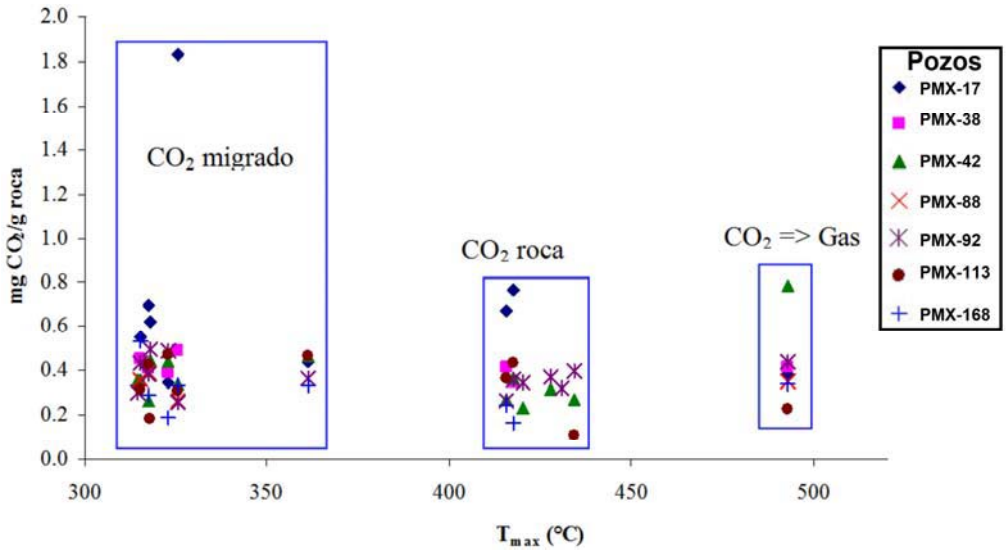


Fig. VI.3. Grafica que muestra la producción de CO_2, medido en pirolisis Rock-Eval®, de las formaciones en varios pozos de la Cuenca de Sabinas. Tomado de Piedad-Sánchez *et al.,* (2007).

Claro esta, que en relación a los métodos de perforación, si no se tiene la suficiente y oportuna precaución, en la toma de muestras y lavado de ellas, se pueden dejar impregnaciones de los hidrocarburos utilizados en la perforación, en los cuttings de

perforación. Bajo este analisis, se puede considerar que esos aceites eventualmente considerados como migrados, pueden ser producto de una contaminación.

Las observaciones de inclusiones fluidas, nos muestran muy raramente aceites en profundidad (Figura VI.4), sin embargo en la superficie, específicamente en minerales de fluorita, encontrados en afloramientos minerales en las cercanías a las Fallas de La Babia y San Marcos, se observaron inclusiones con aceites ligeros (por su coloración azul claro), los cuales son considerados como aceite migrado a superficie (González Partida *et al.,* 2002; Zamorano, 2008 y González-Sánchez *et al.,* 2009) como lo muestra la figura VI.5.

Estos cristales presentan familias de inclusiones bifásicas y trifásicas. Las bifásicas, estan formadas por salmuera-gas, con contenidos de CO_2 y algunas veces H_2S. Las trifásicas estan formadas con salmuera-aceite-gas.

Esto nos indica que las salmueras mineralizantes, pasaron por reservorios que contenían aceite, y adhiriéndose este a la salmuera, viajo hasta el momento de la mineralización de tipo MVT, que dio origen a estos cuerpos minerales, presentes en el NW y SW del Estado de Coahuila.

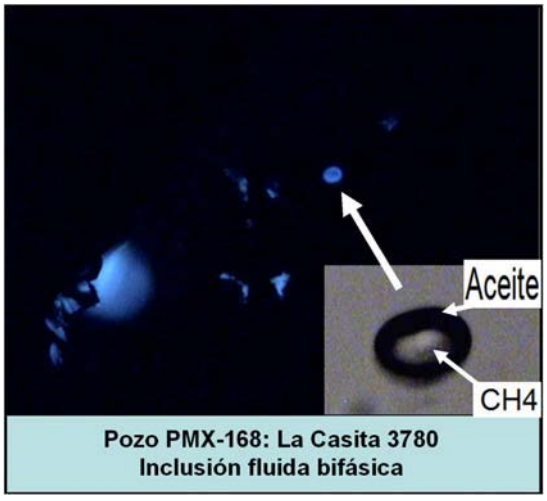


Fig. VI.4. Microfotografía que muestra la única inclusión bifásica aceite-gas?, atrapado en un cristal de cuarzo, encontrada en las muestras estudiadas en este trabajo, para la Formación La Casita. Foto Camacho-Ortegón (2009).

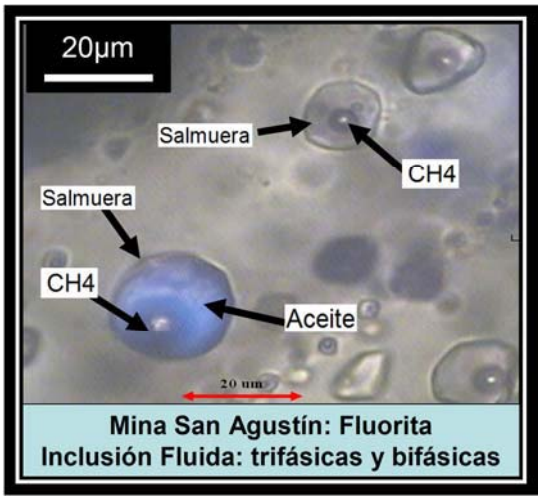
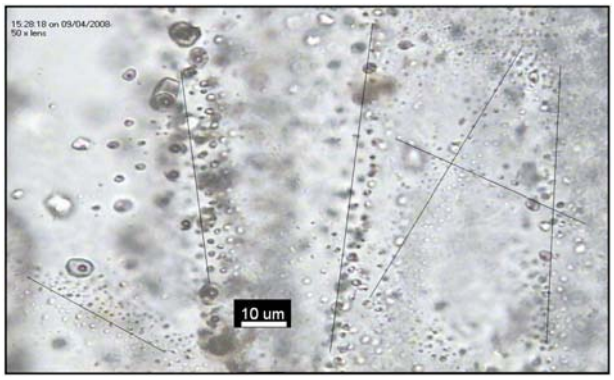
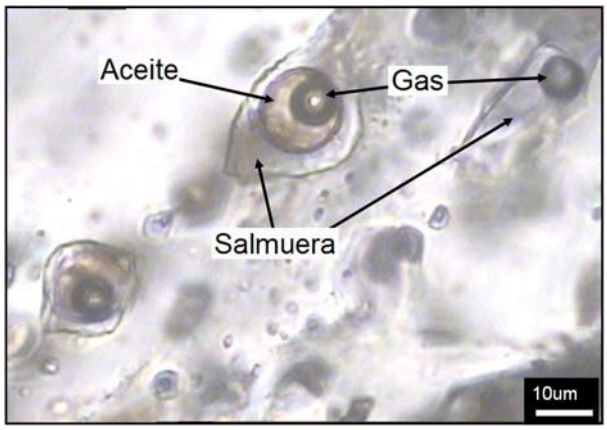


Fig.VI.5. Microfotografía que muestra inclusiones bifásicas y trifásicas en sistemas trifásico y bifásico aceite-gas-salmuera, encontradas en superficie, en afloramientos minerales de fluorita de la Mina San Agustín. Modificado de Zamorano (2008).

También el análisis Rock-Eval nos muestra aceite migrado en las muestras de la mina de Cuatrocienegas como se puede observar en la Figura VI.6. El CO_2 esta presenté también tanto en las inclusiones como detectado por el pico S3 del Rock-Eval.

Muestra	PC (%)	RC (%)	TOC (%)	MINC (%)	HI (mg HC/gTOC)	OI (mg CO2/gTOC)	Tmax (°C)	S1	S2a	S2b	S3
ALICIA 1A	0.01	0.02	0.03	0.01	0	706	-24	0.03	0	0	0.22
ALICIA 7	0.01	0	0.01	3.05	0	2265	-24	0	0	0	0.26
FACIL 2	0	0.30	0.30	0	0	276	-24	0	0	0	0.09
4 CIENEGAS 2	0.04	0.04	0.08	0.02	0	403	-24	0.33	0	0	0.30
4 CIENEGAS 1	0.32	0.04	0.36	6.55	663	137	354	1.27	2.41	0	0.50
SAN AGUSTIN 12	0.01	0	0.10	6.88	0	3667	-24	0.0	0	0	0.27





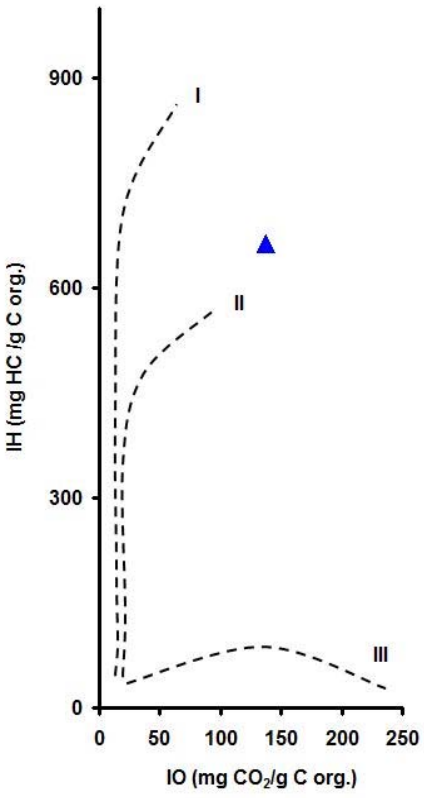


Fig. VI.6. Datos de pirolisis Rock-Eval®, realizado en muestras de fluorita de las Minas Cuatrocienegas, Alicia, Fácil y San Agustín, en la Cuenca de Sabinas. Los datos de Rock-Eval®, muestran claramente, que no existe kerogeno en las muestras, detectando un IH en la mayoría de cero, solo en la muestra Cuatrocinegas 1 el IH esta demasiado alto, esto por la concentración de aceite de migración, ya que estas muestras fueron tomadas in situ, y se colectaron directamente de las vetas minerales de la mina, eliminando la posibilidad de contaminación con aceite de perforación. Las microfotografias, muestra las familias de inclusiones con hidrocarburos y sus rutas de atrapamiento en el cristal, lo que comprueba que existió una clara circulación de fluidos de salmueras mineralizantes con hidrocarburos. Modificado de Zamorano (2008).

El análisis de inclusiones fluidas, muestra que las salmueras migraron con alta presión hacia el área Noreste de la cuenca, como se muestra en la tabla VI.1, pero hay inclusiones que se atraparon en baja presión, lo que significa que la presión disminuyo una vez que la migración de los fluidos entraron en relajación, en su trayecto hacia la parte suroeste de la cuenca.

Se midieron cantidades importantes de H_2S, disuelto en la fase de homogenización, que coinciden con los eventos de tipo TSR para la reacción entre $CaSO_4$ y CH_4 (Worden y Smalley, 1996; Machel, 2001), donde la salmuera debió atravesar por los reservorios de gas, que toda vez estaban siendo atrapados en trampas que tenían como sello formaciones con presencia de anhidrita.

En este contexto, esta se disuelve y migra en fase liquida junto a la salmuera, que posteriormente en trampas superiores encuentran hidrocarburos líquidos. Cuando las condiciones termodinámicas lo permiten, la precipitación del mineral se realiza, formando las inclusiones fluidas con fluidos compuestos de aceites, H_2S y salmuera.

Mina	Inclusion	Pt (bar)	Tt (°C)	NaCl (wt%)	CH_4 (mol kg-1 H_2O)	H_2S (mol kg-1 H_2O)
Cuatrociénegas	1	545	170	15.86	0.18	0.28
	3	326	160	6.30	0.18	0.19
San Agustín	7	26	160	2.74	0.02	0.32
	8	26	160	3.06	0.02	0.30
	9	14,50	150	0.7	0.01	0.19

Tabla VI.1. Condiciones PTX de atrapado de inclusiones fluidas con hidrocarburos en los sedimentos de tipo MVT, en las minas Cuatrocinegas y San Agustín, Cuenca de Sabinas. Modificado de Zamorano (2008).

Se podría interpretar estos resultados teniendo en cuenta que el aceite de la Formación La Casita fue transformado completamente antes de que la composición del fluido pudiera permitir la precipitación de minerales, como nos lo muestran las inclusiones fluidas (Figura VI.7: Anexo 9). Lo cual nos hace pensar que ese aceite viene de las formaciones superiores (Formaciones, La Peña e Eagle-Ford). El CO_2

por su parte es migrado pero puede ser de orígenes muy diversos como lo veremos en los próximos capítulos.

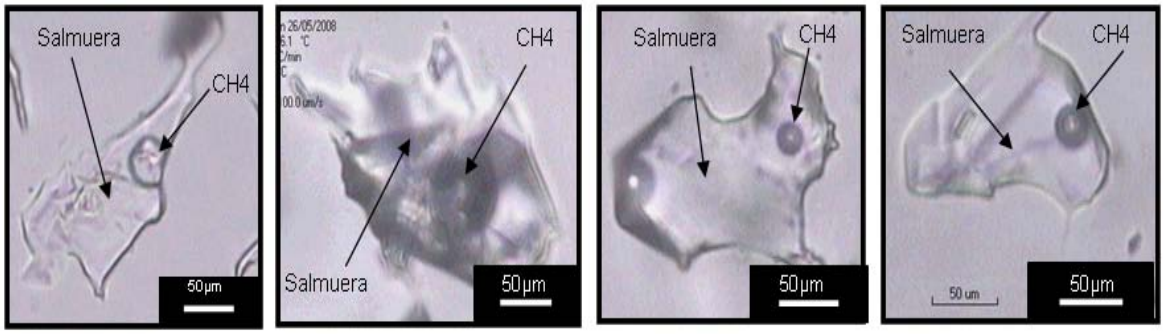


Fig. VI.7. Inclusiones fluidas bifásicas, de la Formación La Casita. Estas inclusiones no contienen aceite, solamente gas seco, lo que indica que se atraparon cuando el kerogeno de la formación, estaba en la fase final de producción de hidrocarburos. Foto Camacho-Ortegón (2009).

6.2 La formación de los gases

Esta cuenca es actualmente considerada como productora de gas seco por PEMEX. Eguiluz en el 2007 publica como lo muestra la figura VI.8, las proporciones de la composición de gases de producción de varios pozos, ahí se puede observar, que la composición es esencialmente de metano, sin embargo cantidades importantes de CO_2, N_2 y H_2S pueden estar presentes e inclusive cambiar con el curso del tiempo.

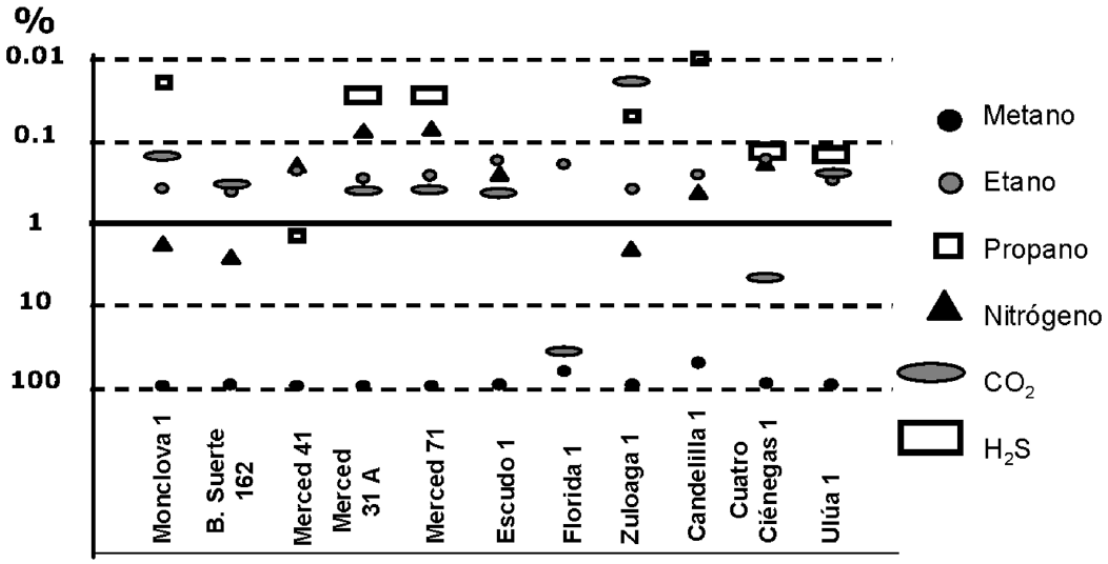


Fig. VI.8. Composición cuantitativa de gases de producción, en campos productores de la Cuenca de Sabinas. Tomado de Eguiluz de Antuñano (2007).

Esto se puede observar en la figura VI.9, tomando en cuenta la evolución de la composición en 15 pozos de producción.

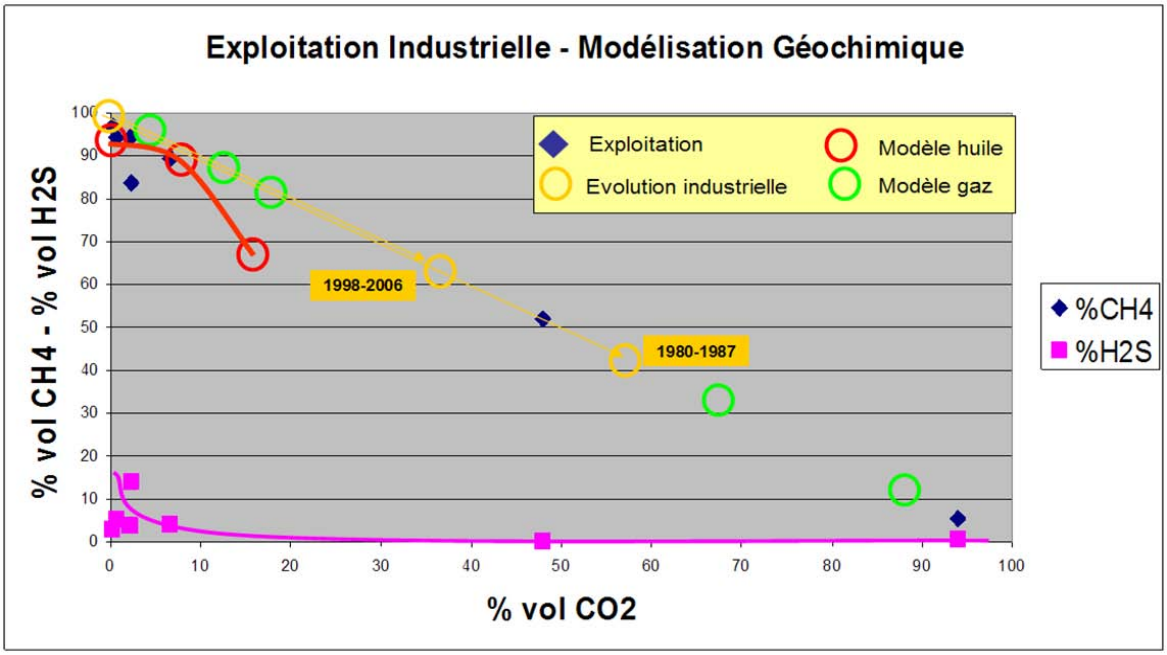


Fig. VI.9. Grafica que muestra las concentraciones de gas de producción en las etapas de explotación industrial contra los datos del modelo geoquímico. (Tomado de Martínez *et al.,* 2008).

Claro esta, que las acumulaciones actuales y sus presiones están en relación (directa o indirecta) con la historia de la carga y su entrampamiento en el sistema petrolero en la cuenca.

En este trabajo se muestra el sistema petrolero clásico en la figura VI.10, en donde podemos apreciar la transformación completa de la roca madre La Casita propuesta por Eguiluz de Antuñano (2001, 2007).

Este investigador propone una transformación de aceite en gas antes de la transformación completa del kerogeno. En donde la migración ocurre mucho antes del uplift, y comienza por la migración del aceite.

Curiosamente en esta grafica a 90 millones de años la migración del aceite se detiene y empieza la migración del gas.

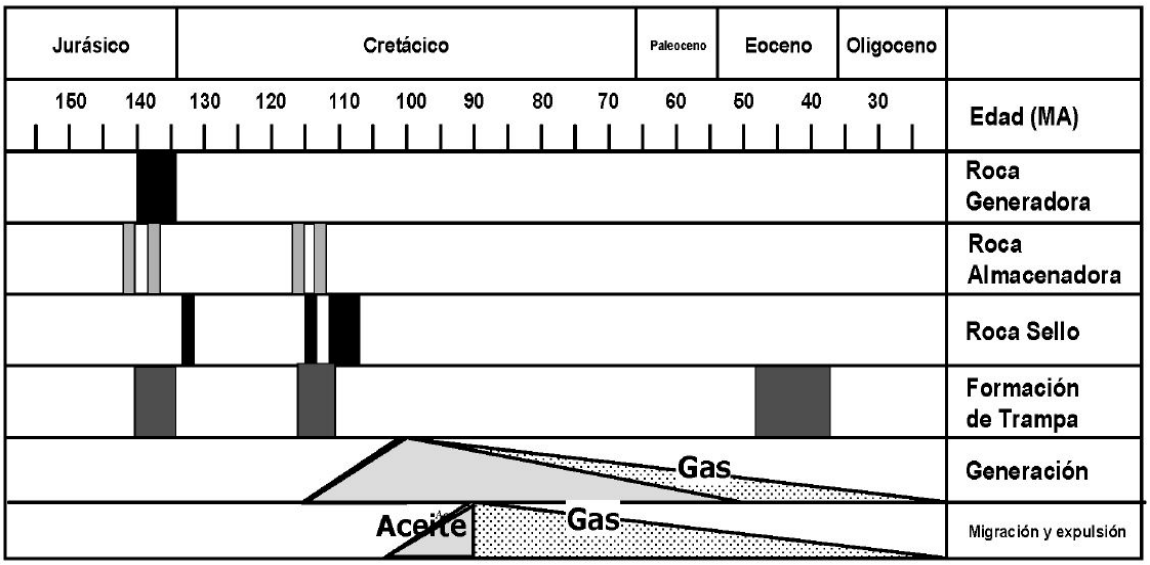


Fig. VI.10. Sistema petrolero propuesto en trabajos previos. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2007)

Esto para nosotros no es lógico, puesto que las observaciones petrográficas y el análisis cuantitativo, de las inclusiones fluidas que muestran las circulaciones de fluidos, solamente contienen en esta roca madre-almacén, gas de composición CH_4-CO_2 (Anexo 9).

En realidad nosotros pensamos que el cracking del aceite se realizo completamente antes de la migración y después de la expulsión, cuando una parte de la roca madre La Casita se transformo en almacén y su parte superior en sello (Figura VI.11).

Esta interpretación la apoyamos con el hecho de que los pirobitumenes que marcan esta transformación no se encuentran en las inclusiones fluidas y estas no tienen aceite. Los pirobitumenes están en el exterior de las inclusiones fluidas.

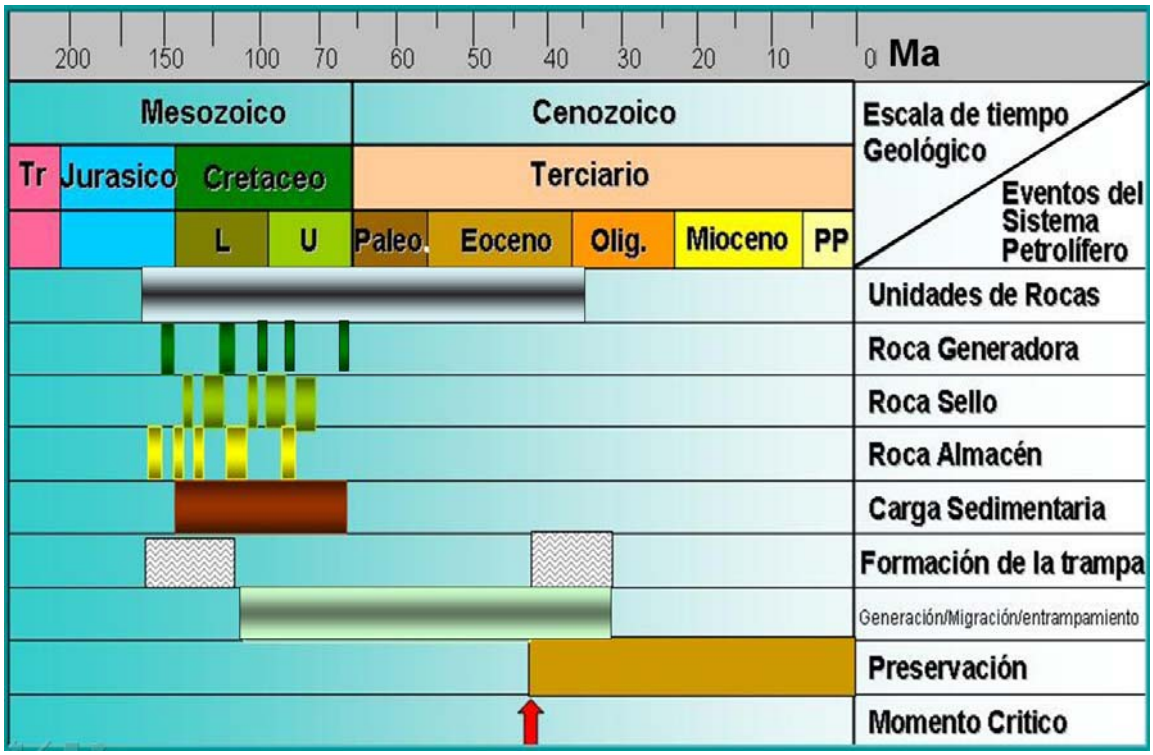


Fig. VI.11. Esquema del ultimo sistema petrolero propuesto por PEMEX y Monclova Pirineo Gas, para el Bloque Pirineo, de la Cuenca de Sabinas, modificado en este trabajo en consideración de los estudios realizados, donde podemos definir que existen formaciones que eventualmente pueden considerarse como almacenes o sellos. Modificado de Galindo-Torres *et al*., (2006).

6.3 Las interacciones agua-roca-materia orgánica

El hecho de que en la Formación La Casita, no existan inclusiones fluidas con aceite, de acuerdo a nuestro análisis, se debe a que el kerogeno al entrar a la ventana del aceite, no tenia presencia de circulación de agua.

Este hecho ocasiono que durante la ventana del aceite, este quedara atrapado en la misma formación, y sellado por la formación superior de La Casita, así como por la Formación Barril Viejo y Menchaca. Ahora bien, al entrar a la ventana del gas, la tectónica hizo, que la presión lithostática cambiara a hidrostática (González-Partida *et al.,* 2008b), produciendo alta presión.

La fracturación de la roca en este contexto, tiene un efecto inmediato, provocando una migración del gas hacia los reservorios de las Formaciones Padilla y La Virgen M1.

Cabe senalar que esta hipótesis, es propuesta no solo debido a la ausencia de inclusiones con aceite en la Formación La Casita, sino también al hecho que estas inclusiones se encuentran acompañadas por pirobitumes que muestran vacuolas de volatilización, propias de una desgasificación.

6.4 La migración del aceite y los gases

De acuerdo al trabajo de investigación de esta tesis, existe una coincidencia con Eguiluz de Antuñano (2007), en que la transformación completa del aceite fue antes del uplift, puesto que este no migro después del levantamiento, migrando solamente el gas almacenado en trampas estratigráficas.

Hay que considerar que la transformación del kerogeno fue completa antes del uplift, puesto que después del uplift, la roca se enfrío a causa del levantamiento.

Como actualmente observamos que la roca esta completamente transformada, concluimos que esta transformación, se realizo con el máximo de profundidad.

El modelado en el próximo capitulo, va a permitirnos confirmar esta hipótesis.

En el capitulo siguiente se presentaran los modelos geoquimicos, sobre la transformación térmica de las rocas madres, considerando que estas tuvieron una composición, mixta entre materia orgánica TII y TIII, y esto con el fin de definir los tiempos de formación del gas, considerando su potencial petrolero inicial, calculándolo previamente (p.e. 3.2.3.2. TOC° e IH°).

Capitulo 7

Modelado numérico 1D, 2D, 3D de la acumulación y de la migración de los fluidos

7 Modelado numérico 1D - 2D y 3D, de la acumulación y de la migración de los fluidos

Con el fin de estudiar la historia diagenética específicamente del sector del Bloque Pirineo, se propone en este capitulo, la aplicación de un modelo cinético, de simulación de la cuenca, teniendo en cuenta los resultados de los estudios geoquímicos y petrográficos de los Capítulos 5 y 6.

Esto va a permitir el inferir en el tiempo, la evolución térmica y mecánica de la cuenca, de tal manera que sea posible, estudiar la evolución térmica de la materia orgánica sedimentaria, y el comportamiento termodinámico de los sedimentos, tomando en cuenta su interacción con la circulación del agua en la roca. En esta parte se pone énfasis, en utilizar un seguimiento lógico del sistema petrolero, en donde observemos la cronología de funcionamiento de las rocas madres, rocas almacenes y sellos.

Para realizar este trabajo de investigación, fue necesario estructurar un modelado geoquímico del sistema petrolero en una dimensión, el cual se realizo para 15 pozos calibrándolos en primer orden; utilizando el poder reflector de la vitrinita (%Ro) como marcador térmico. Se obtuvo con esto un flujo de calor (HF) que varia en función del tiempo, donde las temperaturas de pozo permiten verificar el flujo térmico actual. Paralelamente se hicieron modelos 1D para 31 pozos, pero estos solo fueron calibrados con el BHT, por lo que se consideraron parcialmente en este trabajo.

En segundo orden, los modelos geoquímicos 1D de tres pozos, fueron sometidos a una segunda calibración de presión, temperatura y composición, aplicando las condiciones PTX medidas de las inclusiones fluidas que indican el llenado con hidrocarburos de los almacenes, por la migración de los fluidos. Este modelado permite una aplicación directa para el calibrado de los modelos geoquímicos de las secciones sísmicas 2D, considerando las fallas.

Una parte interesante de este estudio es la calibración de la presión, teniendo en cuenta que la composición tanto del gas como del agua, indica proporciones que el modelo puede simular. Esto es tanto en CH_4 como en CO_2, considerando no

solamente la transformación orgánica sino también la mineral de los carbonatos. Para esto, se necesito, modificar la cinética con las energías de activación individuales propuestas en la literatura y adaptarlas en un diagrama único y común para hacer funcionar las transformaciones químicas orgánicas y minerales en conjunto.

Esto se realizo por la primera vez en nuestra universidad calibrando el conjunto del sistema con datos cuantitativos de mediciones hechos por un sistema de espectroscopia Raman en las inclusiones fluidas. En consecuencia, el modelado del sistema petrolero efectuado con estas secuencias de calibración, nos indica las secuencias de funcionamiento de las rocas madres y llenado de los almacenes. La aparición de los sellos después del funcionamiento muestra la armonía de este sistema petrolero.

La erosión para el área del Bloque Pirineo, se determino en este trabajo utilizando la evolución térmica de la vitrinita, la cual recibió las variaciones del flujo de calor debido a eventos tectónicos. Esta erosión fue calculada por el modelo geoquímico 1D con un orden de magnitud que oscila entre 1.2 km., a 2.2 km., para el área del Bloque Pirineo, asumiendo que al final del cretácico existió un uplift (Orogenia Laramide) y en consecuencia una parte de los almacenes de aceite desaparecieron.

7.1 El Modelado geoquímico 1D

El modelo geoquímico de cuencas petroleras Petromod® en una dimensión (1D) (IES GmbH - Schlumberger Company) (IES, 1995), fue aplicado para reconstruir la historia de sepultamiento y la historia térmica en el Bloque PIRINEO. Esto permitió reconstruir la evolución térmica y de presión tanto de los sedimentos como de los fluidos.

Para este modelado utilizamos, la estratigrafía regional de la cuenca (Menetrier, 2005) Tabla VII.1, en conjunto con la mineralogía de las formaciones en el Bloque Pirineo, adquirida con rayos X (DRX) (Martínez *et al.,* 2009), así como los parámetros físicos de las rocas descritos en la Tabla VII. 2.

Formation	Shale	Siltstone	Sandstone	Limestone	Dolomite	Marl	Coal	Evaporite
Wilcox	20	50	30	0	0	0	0	0
Midway	50	20	30	0	0	0	0	0
Mendez	60	40	0	0	0	0	0	0
Navarro	15	10	5	50	0	20	0	0
Taylor	5	10	15	50	0	20	0	0
Escondido	60	20	15	5	0	0	0	0
Olmos	70	10	8	0	0	0	12	0
San Miguel	30	0	70	0	0	0	0	0
Upson Clay	97	0	3	0	0	0	0	0
Austin	30	0	0	50	10	10	0	0
Eagle Ford	40	0	0	60	0	0	0	0
Monclova	0	0	0	100	0	0	0	0
Buda	0	0	0	100	0	0	0	0
Del Río	80	0	0	20	0	0	0	0
G. Town	0	0	0	100	0	0	0	0
Kiamichi	30	10	0	50	0	10	0	0
Mc Knight	30	10	0	50	5	0	0	5
Edwards	5	0	0	70	10	15	0	0
Gleen Rose	50	10	10	10	10	10	0	0
Up. Tamaul.	5	0	0	80	15	0	0	0
La Peña	30	10	0	40	0	20	0	0
Cupido	10	0	0	70	10	10	0	0
Lower Tamaulipas	0	0	0	80	10	10	0	0
La Virgen	10	10	0	30	5	5	0	40
La Mula	40	10	0	40	0	10	0	0
Padilla	10	0	0	50	40	0	0	0
Taraises	20	10	0	30	0	40	0	0
Barril Viejo	50	10	0	40	0	0	0	0
Menchaca	10	30	0	40	20	0	0	0
La Casita	20	20	40	10	5	0	0	5

Tabla VII.1. Proporción de rocas, que componen las formaciones de la Cuenca de Sabinas. (Tomado de Menetrier, 2005).

Los datos geofísicos de logs, se aplicaron para una precisa localización en profundidad de topes de formación y temperatura de fondo de los pozos estudiados (datos de PEMEX; Galindo-Torres *et al.,* 2006).

Lithotype	Density (kg/m^3)	Initial porosity (%)	Compressibility (Pa-1)		Thermal conductivity (W/m K)		Heat capacity (cal/g K)	
			Max	Min	0 °C	100 °C	20 °C	100° C
water	1160	0	2	1	0,6	0,68	0,999	1,008
Shale	2680	65	60000	10	1,98	1,91	0,213	0,258
Siltstone	2672	56	8000	10	2,14	2,03	0,201	0,242
Sandstone	2660	42	500	10	3,12	2,64	0,178	0,209
Limestone	2710	42	300	25	2,83	2,56	0,195	0,223
Dolomite	2836	30	250	10	3,81	3,21	0,202	0,229
Marl	2687	47	940	10	2,23	2,11	0,208	0,248
Coal	2000	52	130000	10	0,5	0,46	0,204	0,248
Evaporite	2540	10	60000	10	4,69	3,91	0,194	0,21

Tabla VII.2. Propiedades físicas de las rocas en la Cuenca de Sabinas. (Tomado de Menetrier, 2005).

Los datos geoquímicos de la materia orgánica, evidenciaron su evolución térmica actual. El poder reflector de la vitrinita (%Ro) se utilizo como principal marcador

térmico, el cual se utilizo para calibrar la reconstrucción de la evolución térmica de la materia orgánica.

Esto permitió la reconstrucción de la evolución del HF en el tiempo (Figura VII.1), a partir del HF actual, propuesto por Piedad-Sánchez *et al.,* (2009).

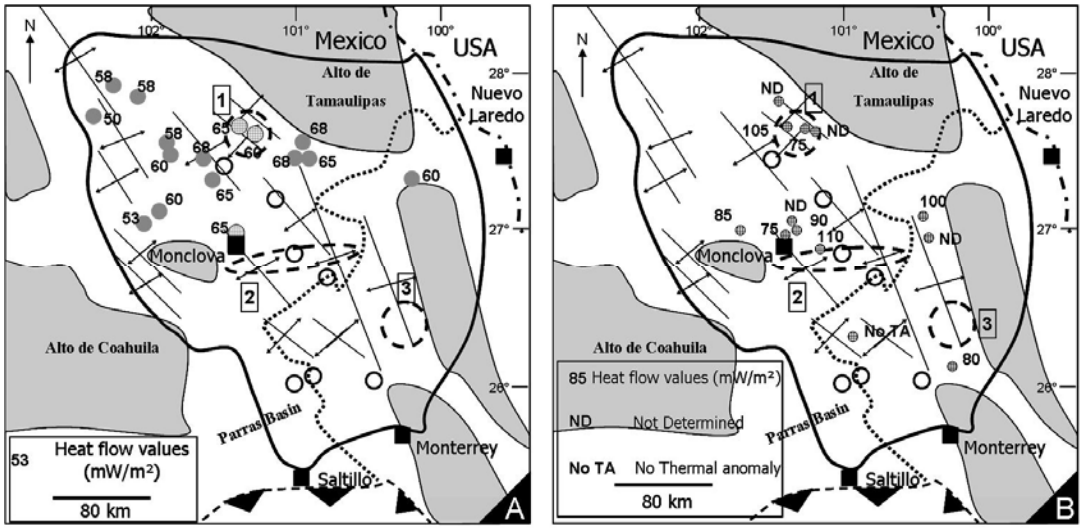


Fig. VII.1. Evolución del flujo de calor en la Cuenca de Sabinas. La imagen A muestra el flujo de calor actual, definido a partir del BHT. La imagen B, muestra el flujo de calor máximo alcanzado en la cuenca. Modificado de Piedad-Sánchez *et al.* (2009).

La temperatura en la interfase agua-sedimentos SWIT (por sus siglas en ingles, *sediment-water interface temperature*), es complicado de estimar, pues esta depende directamente de numerosos parámetros, donde los mas importantes son (a) la profundidad de la columna de agua, (b) la posición paleogeografía de la cuenca, (c) el clima y (d) las corrientes oceánicas globales.

Estos parámetros, han evolucionado en el curso de la historia de la tierra. Diferentes técnicas, pueden aprovecharse para estimar la paleotemperatura en la interfase, agua-sedimentos. Por ejemplo el estudio de las formaciones de una columna sedimentaria, así como el estudio de flores y fauna fósil o el $\delta^{18}O$ sobre las coquillas fósiles (exj: foraminiferas planctonicas y bentonitas) (Alsaab, 2007).

Wigrala (1989), construyo un ábaco para estimar la paleotemperatura agua-sedimento, en función de la latitud en el tiempo, a una escala geológica que abarca desde el Carbonífero hasta el Terciario (Fig. VII. 2). Es necesario conocer la evolución geográfica de la cuenca estudiada, para estimar la paleotemperatura de

superficie, en el curso del tiempo. Estas paleotemperaturas son introducidas en el modelo geoquímico Petromod, a partir de cartas globales de distribución de las paleotemperaturas.

Estas son corregidas en función de la profundidad del agua, del tipo de cuenca y del modelo global de corrientes oceánicas

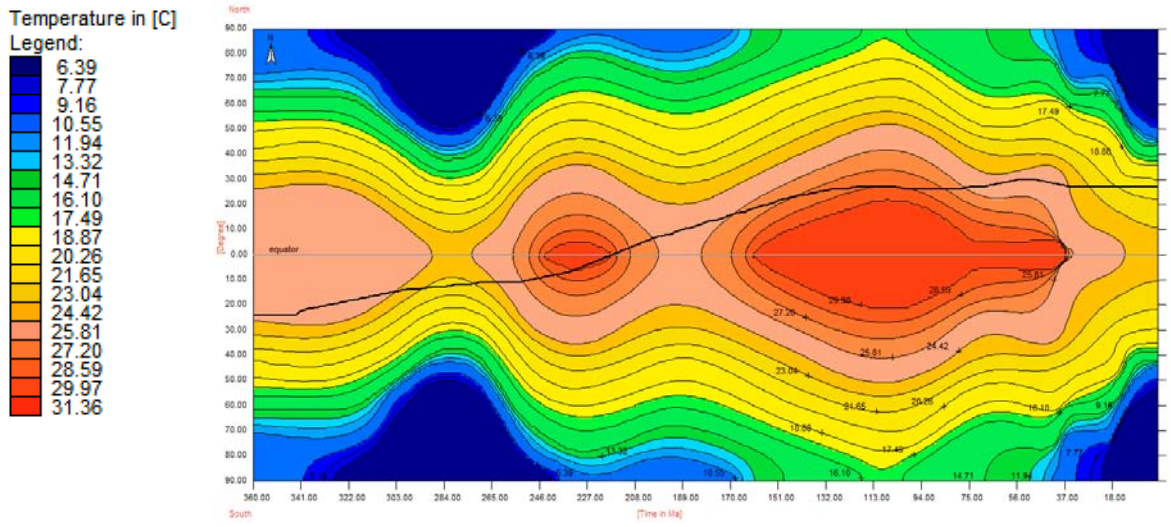


Fig. VII.2. Paleotemperatura de superficie en función de la latitud desde el Carbonífero hasta el Terciario (Wigrala, 1989). Los colores representan la variación de las isotermas, en curso del tiempo de acuerdo a la latitud. La escala de temperatura esta definida en °C. La línea negra indica la evolución de la temperatura en la interfase agua-sedimento, para Norte America Latitud 27° Norte (ubicación geográfica actual de la Cuenca de Sabinas).

En este trabajo, aplicamos las paleotemperaturas propuestas por el modelo de Wigrala (1989), con lo que definimos que la cuenca tuvo en la época de deposito de la Formación La Casita un máximo de 27 °C, para la Formación la Peña un máximo de 28.5 °C, para la Formación Eagle Ford un máximo de 28 °C y para Olmos 25 °C. (Figura, VII.2).

La reconstrucción de la paleo-batimetría se determino, de acuerdo al paleo-ambiente de deposito y a la historia de transgresiones y regresiones del nivel del mar (Márquez-Domínguez, 1979; Padilla y Sánchez, 1986; Michalzik y Shumann 1994; Adatte *et al.,* 1996; Lehmann *et al.,* 1998; Lehmann, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Goldhammer y Johnson, 2001; Winker y Buffler, 2001; Giles y Lawton, 2002; Murillo-Muñeton, 2003; Oloriz *et al.,* 2003 y Padilla y Sánchez, 2007), apoyándonos con la curva Exxon (Haq *et al.,* 1987; Vail *et al.,* 1991; Nelson, 1997 y Hancock, 1993; p.e. Capítulos 3 y 5).

15 modelos geoquímicos en 1D se construyeron para el área de estudio, simulando la historia térmica y la historia del flujo de calor (Figura VII.3), que nos permitió conocer los espesores erosionados por efectos de la Orogenia Laramide, y la historia de generación de hidrocarburos (p.e. Capitulo 6).

Esta erosión toma en cuenta la evolución con el tiempo del flujo de calor propuesto en la Figura VII.3, considerando la paleobatimetría y el SWIT, en el curso del enterramiento.

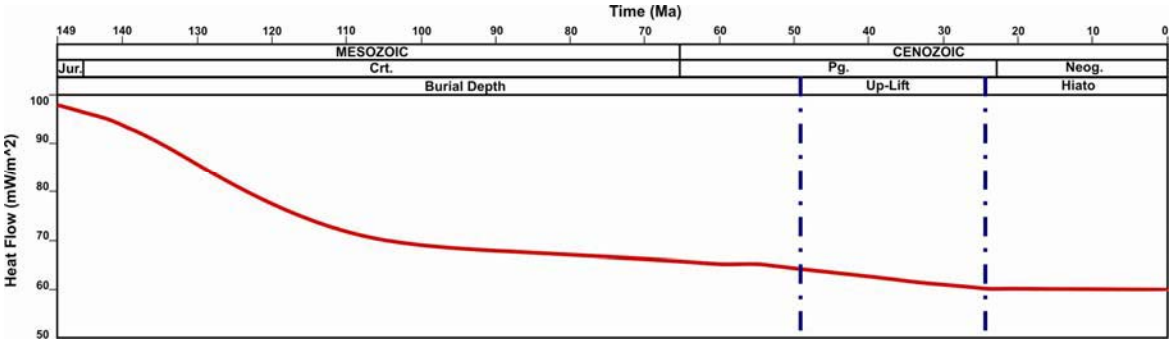


Fig. VII.3. Historia del flujo de calor para el Bloque Pirineo, en la Cuenca de Sabinas. (Este trabajo).

Este aspecto no fue considerado por las erosiones propuestas por Menetrier en el 2005, siendo que este aspecto es importante, pues disminuyen considerablemente los espesores de erosión deducidos por el cálculo.

7.1.1 La erosión

La erosión, dio como resultado, un aligeramiento de la carga lithostática, que afectara térmicamente a la capa más baja. La distribución espacial de la erosión en la superficie de la Cuenca de Sabinas podría ejercer una influencia dominante en su estructura interna y la modificación del estado de la tensión en profundidad (presión lithostática e hidrostática).

El cálculo de la erosión era necesario, para poder calibrar térmicamente el modelo geoquímico, por esta razón en este trabajo determinamos los espesores erosionados en la cuenca, siendo así posible explicar la madurez de la materia orgánica, y las condiciones PTX en el curso de la migración de HC.

La erosión puede producir un paisaje plano, por el barrido del material intemperizado, transportado por el viento y el agua, dejando una planicie, como la que se observa en imágenes de satélite (p.e. Capitulo 1; Figura I.23), para el área de estudio.

Las estructuras tectónicas superficiales (sinclinales y anticlinales) actuales de la Cuenca de Sabinas son el resultado del uplift que causo la Orogenia Laramide (Eguiluz de Antuñano, 2001), dando como resultado la aparición de un gran valle en la Cuenca de Sabinas

La Figura VII.4, muestran los espesores erosionados en el área de estudio, del orden de 1.2 km a 2.2 km., provocando la desaparición de los almacenes superiores que contenían el aceite que pudo migrar durante el carcajee primario de la roca madre La Peña.

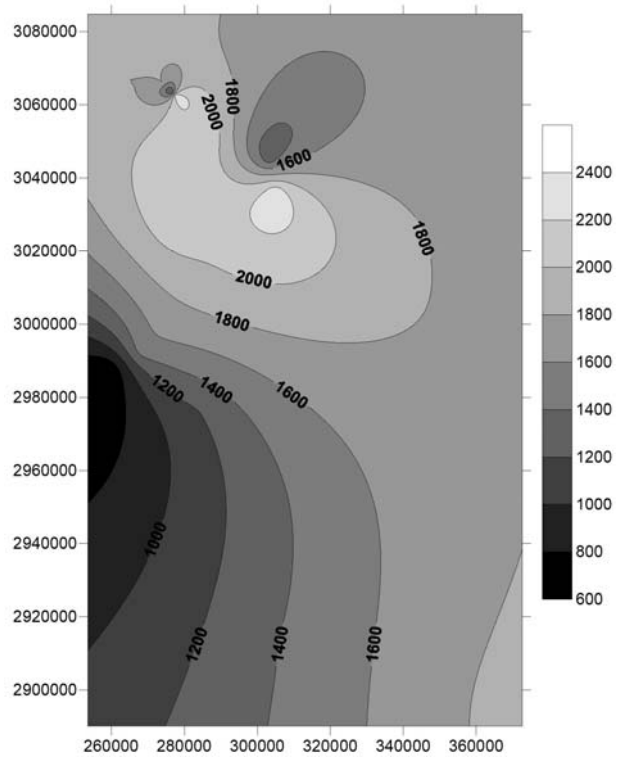


Fig. VII.4. Distribución espacial de los espesores erosionados para una sección de la Cuenca de Sabinas, que incluye el Bloque Pirineo. El mapa de isovalores representa la erosión en metros. (Este trabajo).

Con este análisis, se propone una hipótesis sobre la ausencia de almacenes de aceite en la Cuenca de Sabinas. La calibración propuesta en este capitulo toma en cuenta estos aspectos.

7.1.2 La cinética de transformación térmica del kerógeno

La construcción de una cinética capaz de generar hidrocarburos y CO_2 a partir de la transformación del kerógeno, de la materia orgánica sedimentaria de las rocas madres, obedece a la necesidad de poder definir el aporte de las proporciones orgánicas del CO_2 en los almacenes.

Este aporte esta definido por su potencial petrolero inicial que es función del tipo de materia orgánica depositada y preservada en los sedimentos. Esto fue posible gracias a la integración de varias cinéticas ya publicadas en la literatura, que en su conjunto muestran los aportes tanto de aceite, como de metano y CO_2.

Esta integración de datos cinéticos, se aplico en la generación de HC del modelo geoquímico utilizado en la tesis tanto en 1D como en 2D, y tanto para la concentración del CH_4 como de CO_2, explotado en el bloque Pirineo. Claro esta que para saber si esta cinética es adecuada a nuestro estudio, comparamos las informaciones correspondientes a los campos de producción industrial de gas natural y en inclusiones fluidas estudiadas para las formaciones Padilla y La Casita.

En base a los resultados del modelado geoquímico, se propone que una cantidad del CO_2, presente en los reservorios de gas natural de la Cuenca de Sabinas, fue producto de la transformación de la materia orgánica.

El CO_2 generado en nuestro modelo geoquímico 2D, corresponde a las cantidades medidas en pozos de producción, (Figura VI.8), sin llegarse a acumular porcentajes superiores a 10%, en la producción industrial del CH_4. Sin embargo, de acuerdo al trabajo de investigación desarrollado en esta tesis, se definió que la existencia de grandes concentraciones de CO_2, en pozos de la Cuenca de Sabinas (Campo Florida-Minero), sugieren un origen metamórfico, como lo muestra Martínez *et al.,* (2009).

Los datos de Presión-Temperatura-Composición (PTX) de inclusiones fluidas acuosas, se aplicaron como segundo marcador térmico, para lograr una calibración de las etapas de cracking de hidrocarburos de aceite en gas, considerando que la

migración de la roca madre La Casita se realizo con el CH_4 que se formo en ese momento. Este criterio se tomo en cuenta pues las inclusiones fluidas que nos señalan esta migración nada más presentan una composición: salmuera-CH_4-CO_2. El CO_2 migrado seria entonces, producto de un dégazage magmático en ese momento en la cuenca.

7.1.3 Sistema Petrolero

El sistema petrolero en el Bloque Pirineo, varía en función de su ubicación, el estudio con rayos X (Martínez *et al.,* 2009), aplicado a las muestras de esquirla, nos lo muestra con una distribución mineral de facies que pueden tener cambios de diagénesis en las formaciones. Esto es debido esencialmente a las transformaciones de sulfato-reducción de baja y alta temperatura como se describen con más detalle en el Capitulo 8.

Para este trabajo, se utilizo la evolución de este sistema petrolero, considerando una cronología de enterramiento común para todo el bloque Pirineo (Figura VII.5).

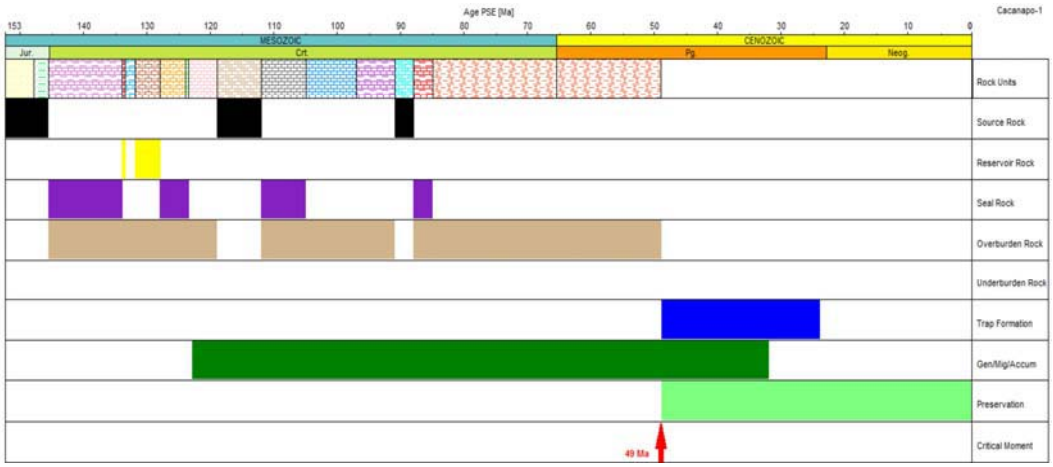


Fig. VII.5. Sistema petrolero propuesto para el Bloque Pirineo. (Este trabajo).

Este sistema petrolero es la base para poder determinar el funcionamiento del sistema petrolero general, en relación con la mineralogía de cada formación (Martínez *et al.,* 2009). En este sistema serán consideradas principalmente las formaciones mas ricas en TOC como rocas madres y almacenes.

El criterio principal para separar la definición de ellas se realizo siguiendo los criterios petrográficos de formación de hidrocarburos, considerando solamente una migración del gas de la roca madre La Casita y no del aceite.

En cambio en la roca madre La Peña se considero la migración del aceite en conjunto con el gas proveniente de la Formación La Casita que migro hasta La Peña.

7.1.4 Calibración térmica

Dos incertidumbres importantes influencian el procedimiento de modelado geoquímico; la cantidad de material erosionado durante acontecimientos de levantamiento y la historia del flujo del calor asociada a la evolución estructural (Camacho-Ortegón *et al*., 2008c) es uno de los parámetros clásicos.

En consecuencia a estas incertidumbres, se evalúo con sumo cuidado la información obtenida por el modelado en 1D, determinando que las temperaturas máximas ocurrieron en 49 Ma., a los tiempos del Eoceno Medio, dado que a esa época comenzó a sentirse los efectos de la Orogenia Laramide, que provoco el levantamiento de la cuenca.

El flujo de calor para la Cuenca de Sabinas propuesto por Menetrier (2005), y Piedad-Sánchez *et al.,* (2009), sugiere un máximo de 120 mW/m^2 y un mínimo de 50 mW/m^2 (Figura VII.6).

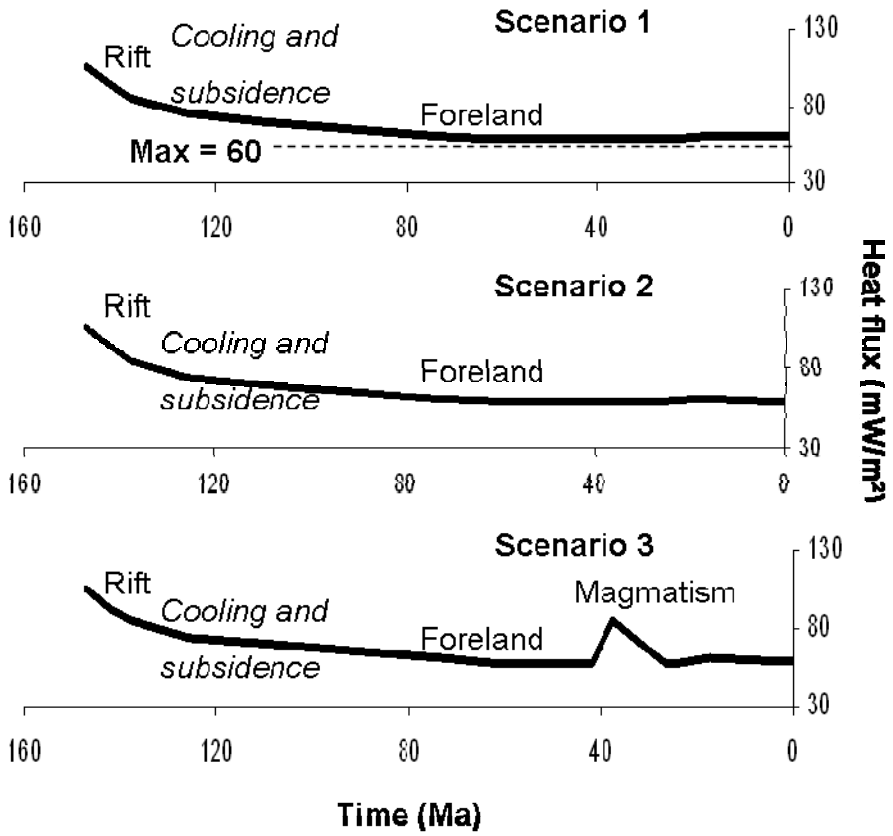


Fig. VII.6. Escenarios de flujo de calor, considerados en la reconstrucción térmica, para la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras, propuesta por Menetrier, (2005) y Piedad-Sánchez *et al.,* (2009).

Este flujo de calor fue re-considerado para el Bloque Pirineo (Camacho-Ortegón *et al.,* 2008a), por una satisfactoria relación entre el %Ro y la simulación térmica de Sweeney y Burnham (EASY %Ro, 1990), ubicando un pico máximo para el flujo de calor en 100 mW/m^2 para el Jurasico Tardío y un promedio mínimo actual de 60 mW/m^2 (Figura VII.3).

En segundo término se ubican las temperaturas de fondo (BHT) de los pozos estudiados, que se integraron para calcular el flujo de calor actual, obteniendo un flujo de calor relativamente bajo de entre 55 y 65 mW/m^2. El modelo también fue calibrado utilizando las BHT haciendo una satisfactoria relación con las temperaturas por formación, calculadas por el modelo geoquímico (Figura VII.7).

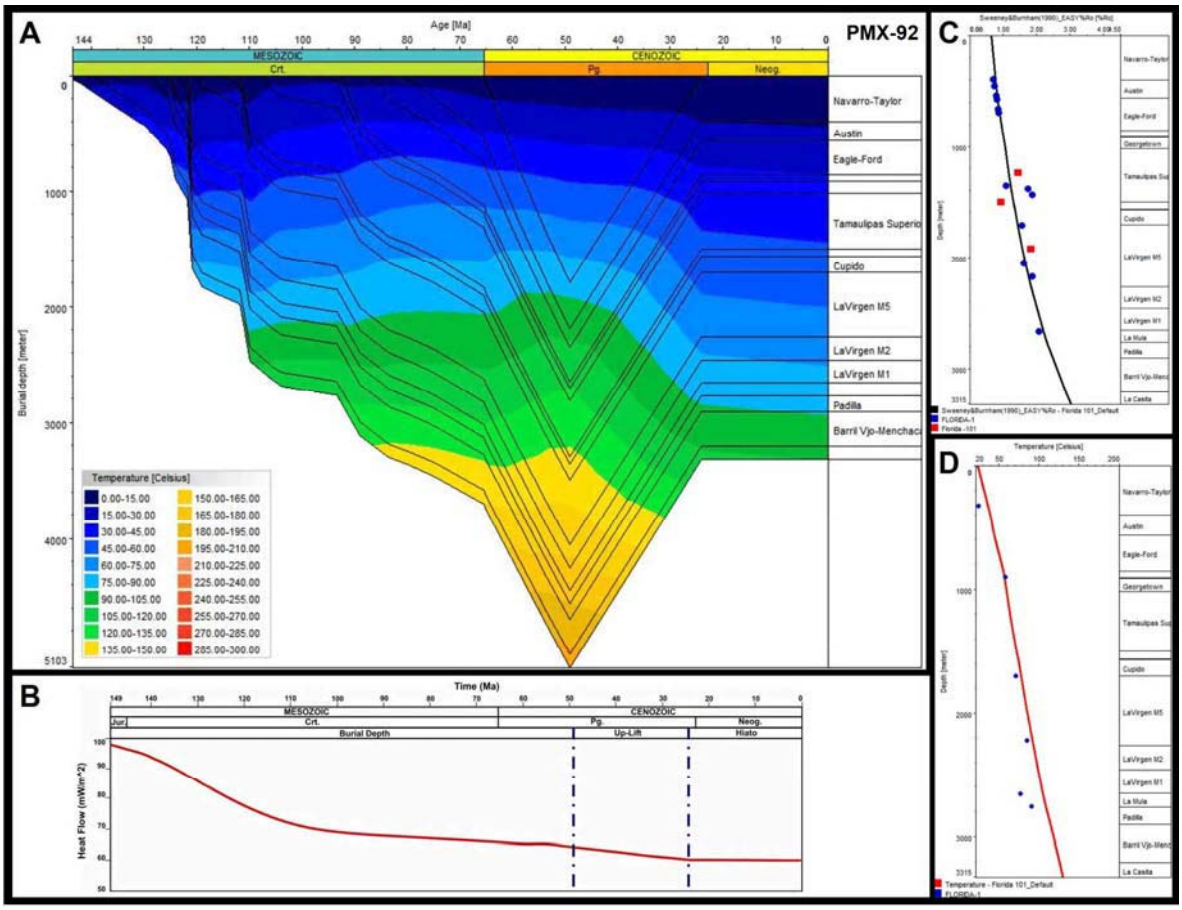


Fig. VII.7. Ejemplo de la calibración térmica, para el Bloque Pirineo, construido a partir del modelo geoquímico Petromod® 1D. (A) Diagrama de enterramiento que muestra la evolución de la temperatura, para el pozo Florida 101; (B) Flujo de calor calibrado en función del %Ro y BHT; (C) satisfactoria relación entre el %Ro y simulación térmica de Sweeney y Burnham (EASY %Ro, 1990); satisfactoria relación entre el BHT y la temperatura calculada por el modelo geoquímico.

7.1.5 Calibración geoquímica y condiciones PTX de inclusiones fluidas

Observando la evolución de las rocas madres en el modelo geoquímico 1D, ubicamos las ventanas del aceite y el gas en el tiempo, considerando estas como las edades mínimas en que los hidrocarburos generados pudieron empezar una migración hacia reservorios superiores.

Por consiguiente, un ajuste satisfactorio de tendencias de temperatura calculadas en el modelado geoquímico en 1D, en relación con los datos observados del poder reflector de la vitrinita y de inclusiones fluidas (Figura VII.8), permitió evaluar los valores alcanzados por el flujo del calor para el periodo de enterramiento del área del Bloque Pirineo. Este parámetro se considero para el cierre de la calibración térmica, donde utilizamos las condiciones PTX de inclusiones fluidas acuosas.

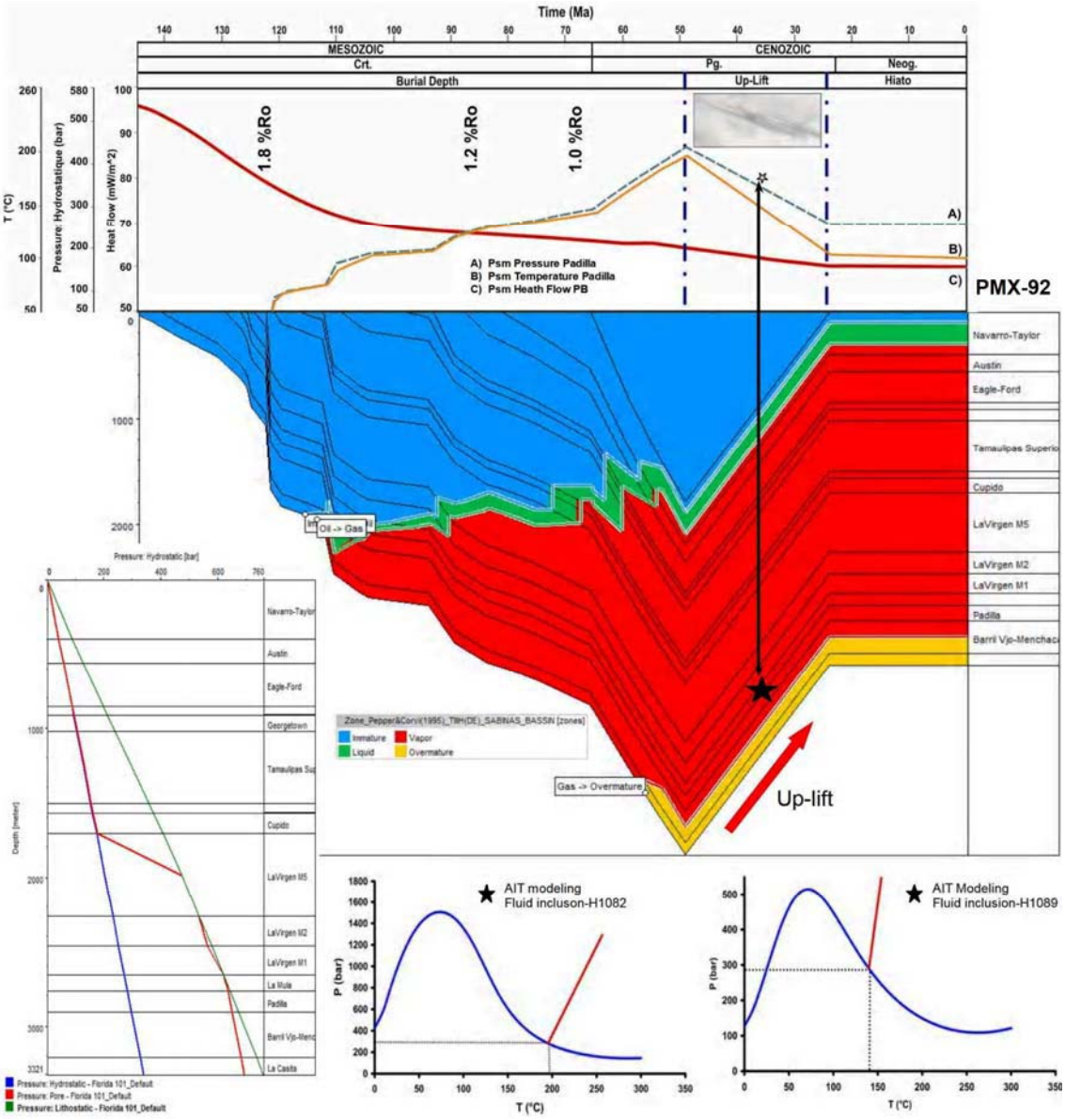


Fig. VII.8. Segunda etapa de calibración térmica en el modelo 1D, aprovechando las inclusiones fluidas como marcadores térmicos, que indican cuantitativamente las características físico-químicas de los fluidos en el momento de su migración. Las inclusiones fluidas, sirvieron al calibrado del modelo, al encontrar una satisfactoria relación entre las condiciones de presión y temperatura de los fluidos, calculadas por el modelo 1D y las características de estos, contra las observadas y calculadas en las inclusiones fluidas, pudiendo ubicar estas inclusiones en una escala de tiempo que corresponde a estos eventos diagenéticos.

Al ubicar estas condiciones en el diagrama de presión y temperatura por enterramiento, observamos que coinciden para la ventana del gas seco, donde es posible asumir, que las condiciones de presión y temperatura de los fluidos, en la edad de la ventana del gas, corresponden a condiciones similares de atrapamiento de las inclusiones acuosas estudiadas, calibrando de esta manera el modelo térmicamente.

En afloramientos minerales de la Cuenca de Sabinas, se encontraron inclusiones fluidas con aceite y gas en cristales de Fluorita (Figura VII.9).

Este yacimiento mineral superficial, esta determinado como tipo MVT (González-Partida *et al.,* 2003; Tritlla *et al*., 2004; Camacho-Ortegón *et al*., 2008b y González-Sánchez *et al*., 2009), y su origen corresponde al enriqueciendo mineral de las formaciones, producto de las salmueras mineralizantes que transportaron consigo hidrocarburos.

Estos últimos, se mezclaron con otros hidrocarburos a su paso por los almacenes fracturados, durante la Orogenia Laramide. Este aceite muestra un tono azul claro (Figura VII.9), indicando que es un aceite ligero, propio de la ventana del gas y condensado, o del final de la ventana del aceite.

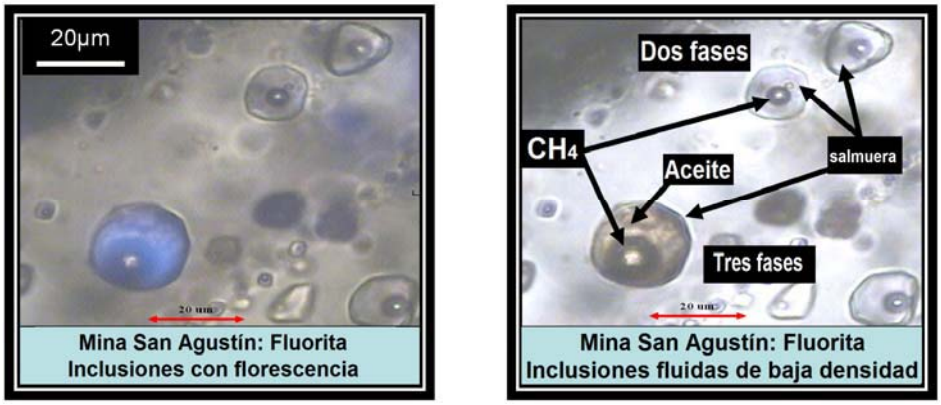


Fig. VII.9. Imagen en florescencia de las inclusiones fluidas con aceite, encontradas en minerales de fluorita, en los campos mineros superficiales de las cercanías a la Falla de San Marcos, en el suroeste de la Cuenca de Sabinas. Las inclusiones contienen aceite ligero (coloración azul claro por florescencia y gas CH_4. Modificado de Zamorano (2008).

De acuerdo al modelo geoquímico 1D, la Formación La Peña era la única roca madre, en ventana de gas y condesando para la edad del inicio del uplift, por lo que pudo generar aceites ligeros, que migran con facilidad con las salmueras mineralizantes, que dieron origen a estos yacimientos tipo MVT.

Al mismo tiempo al analizar las inclusiones fluidas con aceite (Figura VII.9), observamos que estas, no tienen bitumenes ni carbón en su interior, ni al exterior de estas, ni rastros de materia orgánica, lo que comprueba que eran aceites ligeros de migración, descartando la posibilidad de una transformación in situ de materia organica. Al mismo tiempo el calculo PVT de las inclusiones fluidas, muestran que

la presión minima de atrapamiento de estas fue de entre 326 bar a 545 bar, con temperaturas mínimas de atrapamiento de 108°C a 150°C. Coincidiendo estas condiciones con las calculadas por el modelo geoquímico 1D, para la Formación La Peña a 45 Ma., con lo que podemos asumir con certeza la validez de nuestra teoría sobre el origen del aceite en cristales de fluorita.

Estos yacimientos son la única prueba que la roca madre La Peña produjo aceite, pero por efectos del uplift, este se perdió por dismigración, y posteriormente los reservorios creados antes de la Orogenia se fracturaron, ocasionando la migración del gas hacia las trampas estructurales creadas por el uplift.

Para la Formación La Casita, solo se encontró una inclusión fluida bifásica con aceite y gas? (p.e. Figura VI. 4), que nos indica de acuerdo a su coloración en florescencia UV, que contiene aceite ligero, por lo que su edad de formación es posible de atribuir para el inicio de la ventana del gas y condensado a 90 Ma.

Sin embargo el hecho de ser solo una inclusión fluida con aceite, encontrada en todas las muestras observadas para la Formación La Casita, no nos permite atribuirle una edad con mayor precisión.

La Formación La Casita, para 49 Ma., ya había entrado a la ventana del gas seco, por lo que no es posible atribuirle que el aceite encontrado en los yacimientos MVT, tenga un posible origen por HC líquidos generados por esta. Sin embargo La Formación La Peña durante este uplift, continuo generando gas y condensado, lo que pudo ser motivo de una mezcla de hidrocarburos de esta con salmueras mineralizantes. Sin embargo, es probable que el gas de la inclusiones en minerales de tipo MVT, si tenga relación con la Formación La Casita, pero esto difícilmente se puede comprobar, dada la complejidad de los estudios isotópicos por sonda iónica tipo CAMECA® NanoSIMS 50, a realizar en las inclusiones, para poder inferir ahora, sobre el posible origen del CH_4 en las mismas.

La información sobre las salinidades de las inclusiones fluidas de minerales tipo MVT, muestran desde saturación total de NaCl, hasta la minima concentración de este. Esto indica, que durante la mineralización de sedimentos, y precipitación de

minerales, debió existir aporte de aguas meteóricas que se adicionaron a baja profundidad con las salmueras, motivo por el cual aparecen inclusiones de bajo contenido en sal.

Sin embargo, la problemática y complejidad de los estudios a realizar, para lograr el calculo de presión en inclusiones fluidas con gas, obedece a que en las muestras estudiadas, son pocas las inclusiones que contienen CH_4 disuelto en los limites permisibles para el calculo AIT, y por otro lado existen con una molalidad (mol H_2O kg^{-1}) medida superior a 5, por lo que el determinar las presiones de estas es complicado (Duan, 1992). Por este motivo, solo se pudieron determinar las condiciones PVT de una pequeña cantidad de inclusiones.

7.1.6 La formación de los hidrocarburos

La historia de la transformación del kerógeno y generación de hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas, derivada de los modelos en 1D, muestran que la generación de aceite y gas, depende de la posición estructural de las rocas madre. En la Figura VII.10, se puede observar como existen zonas con una mayor reflectancia de vitrinita, lo que muestra que en esas áreas hubo mayor temperatura, logrando sobremadurar las rocas madres.

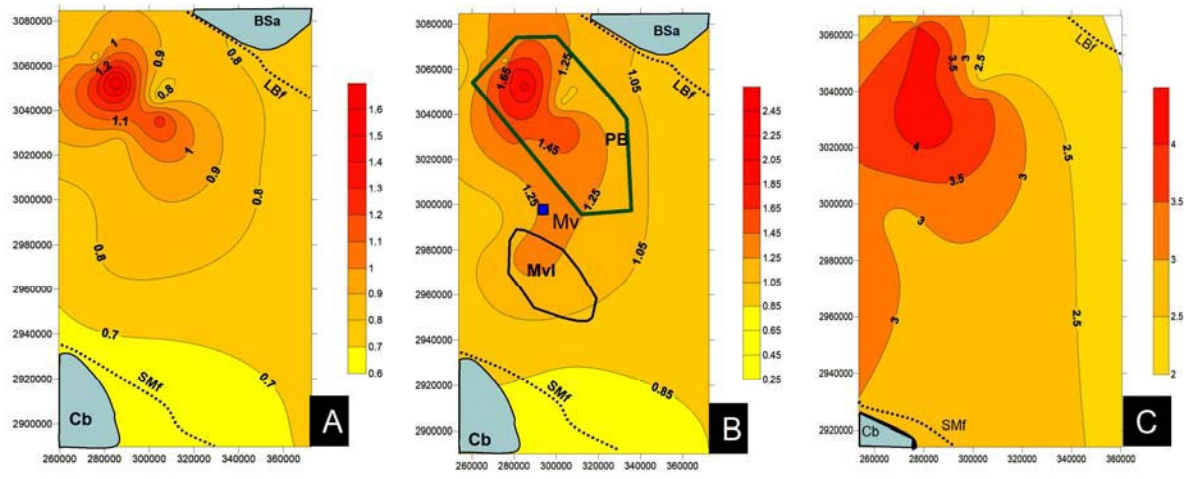


Fig. VII.10. Distribución espacial de la evolución térmica actual representada por el %Ro, para las principales rocas madres estudiadas en este trabajo, construidos en Surfer® V8. Figuras A) Formación Eagle-Ford; B) Formación La Peña y C) Formación La Casita. Abreviaciones: Bsa, Archipiélago Burro Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; Mv, Ciudad de Monclova; MvI, Isla de Monclova; PB, Bloque Pirineo; SMf, Falla de San Marcos.

La historia de transformación de las rocas madres se muestra en las figuras VII.11; VII.12, donde la principal roca madre La Casita esta actualmente en metagénesis, y su potencial petrolero es nulo.

Las manifestaciones de gas en esta formación sugiere, que esta almaceno hidrocarburos, y una parte de estos los mantiene atrapados actualmente.

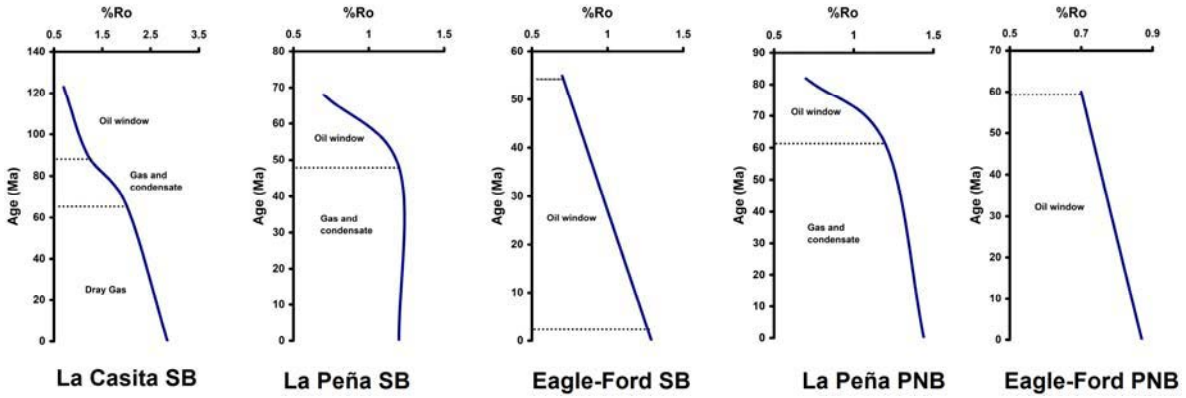


Fig. VII.11. Historia de la evolución de generación de HC y distribución en el tiempo de las ventanas de aceite, gas y condensado y gas seco, para la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras. Datos obtenidos de los modelos geoquímicos 1D desarrollados en este trabajo. Abreviaciones; SB, Cuenca de Sabinas; PNB, Cuenca de Piedras Negras.

Con el modelo 1D, ubicamos en el tiempo las ventanas del aceite y del gas (Figura VII.12; Anexo 10), determinando que para la roca madre La Casita, la ventana del aceite entro entre 110 y 124 Ma., (Barremiano), continuando su evolución térmica por enterramiento y alcanzando la ventana del gas y condensado en 102 y 75 Ma., (Albiano - Campaniano).

Debido al hundimiento y acumulación de sedimentos posteriores al Albiano, se dieron las condiciones necesarias de presión lithostática y temperatura para que la Formación La Casita entrara en la ventana del gas seco justo en 69 Ma., (Mastrichtiano), hasta agotar su potencial petrolero.

En función de la calibración propuesta del modelado geoquímico y de la información que este nos puede proporcionar, fue posible inferir en el Tmax que tendría la roca madre siendo del orden de 497°C.

Para la Roca madre La Peña, la ventana del aceite entro entre 88 y 62 Ma., (Coniaciano - Mastrichtiano), continuando su evolución por enterramiento y

alcanzando la ventana del gas y condensado en 53 Ma., (Paleoceno Tardío). Esta roca madre continúo su ciclo de madurez térmica, pero actualmente no alcanza la ventana del gas seco. Su Tmax calculado es del orden de 436.5°C.

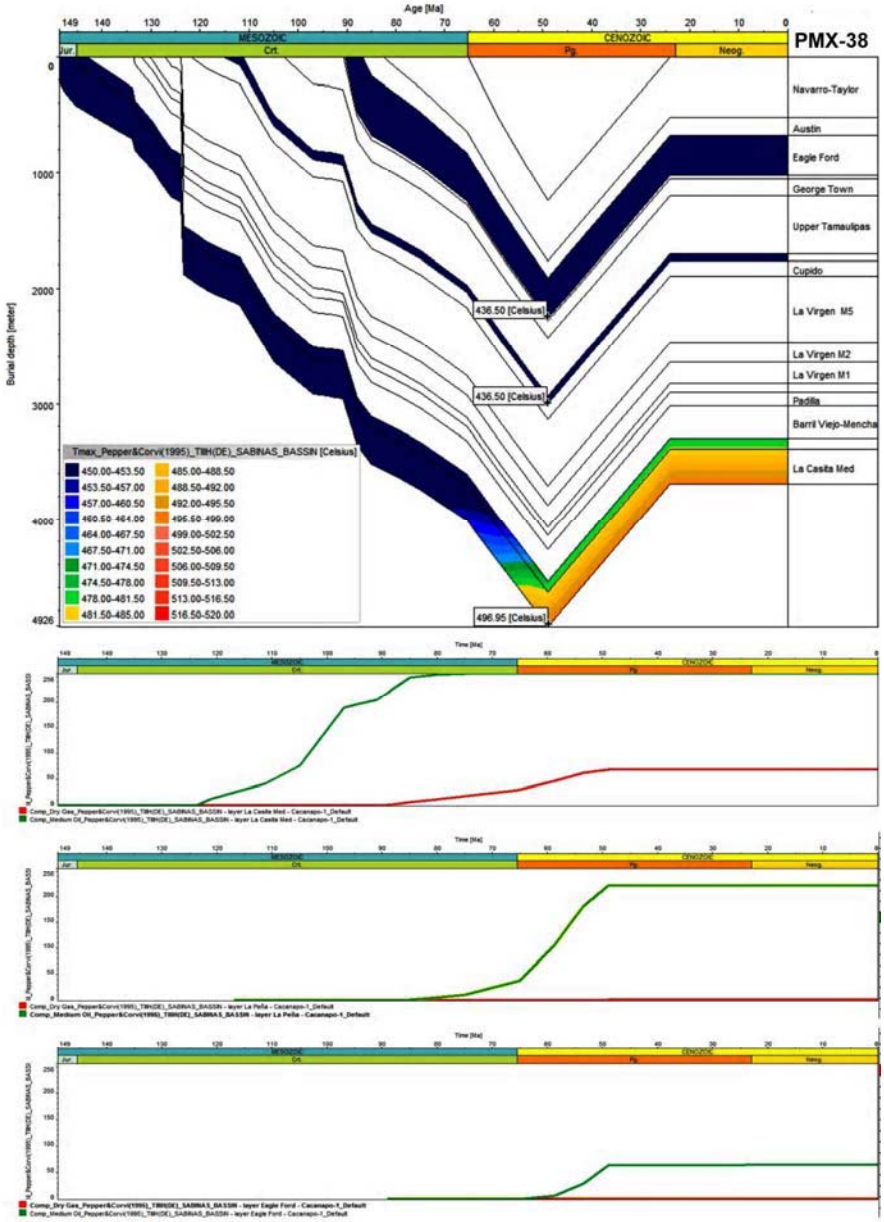


Fig. VII.12. Ejemplo de la evolución térmica y generación de HC en el tiempo. El diagrama de enterramiento del pozo PMX-38 y curvas de generación de HC de las rocas madres, muestran el Tmax así como las edades de la entrada a las ventanas del aceite y gas. (p.e. Anexo 10).

La roca madre Eagle-Ford, se ubica en la ventana del aceite entre 80 y 53 Ma., (Cretácico Tardío – Paleoceno Tardío), y actualmente con menos de 1% de poder reflector de vitrinita esta por debajo de la ventana del gas y condensado. Su Tmax calculado es del orden de 436°C.

En la Cuenca de Piedras Negras, la historia de transformación de la materia orgánica es un tanto diferente, esta diferencia es a causa de la erosión, que provoco que las rocas madre no alcanzaran la ventana del gas seco, ubicándose en gas y condensado. El modelo geoquímico muestra que la roca madre La Peña entro en la ventana del aceite a 74 Ma., (Campaniano), y continuo su evolución llegando a la ventana del gas y condensado a 61 Ma., (Paleoceno). Para la roca madre Eagle-Ford, la ventana del aceite se ubica a 65 Ma., (Paleoceno) sin llegar aun a la ventana del gas y condensado.

7.2. El modelado 2D

7.2.1 Modelado geoquímico

Para reconstruir las secciones sísmicas 2D (Figura VII.13), se utilizaron imágenes sísmicas de los horizontes originales interpretados en profundidad (Figura VII.14), así como la información petrofísica de pozos (logs), que fueron utilizados para la calibración (datos de PEMEX; Vetra V3G, 2004; Galindo-Torres *et al*., 2006).

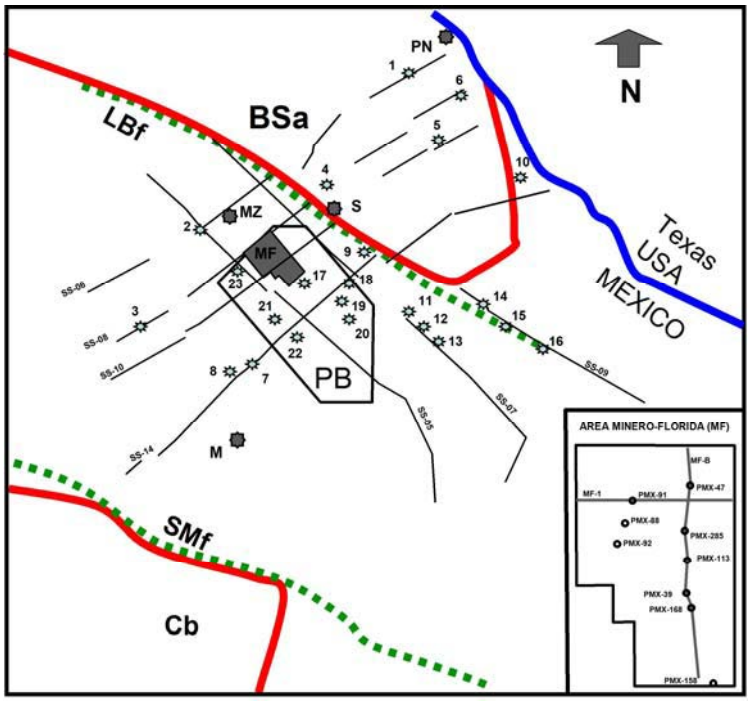


Fig. VII.13. Localización de secciones sísmicas regionales en 2D, en la Cuenca de Sabinas y Bloque Pirineo. Abreviaciones; BSa, Archipiélago Burro-Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; M, Ciudad Monclova; MF, Area Minero Florida; MZ, Ciudad Muzquiz; PB, Bloque Pirineo; PN, Ciudad Piedras Negras; S, Ciudad Sabinas; SMf, Falla de San Marcos. La imagen muestra las secciones sísmicas en 2D utilizadas en este trabajo. Modificado del plano de ubicación de lineas sísmicas de PEMEX (1995). Las estrellas pertenecen a campos productores y pozos que controlan la estratigrafía de las líneas sísmicas; 1) PMX-96; 2) PMX-211; 3) PMX-73; 4) PMX-220; 5) PMX-245; 6) PMX-242; 7) PMX-115; 8) PMX-112; 9) PMX-165; 10) PMX-280; 11) PMX-79; 12) PMX-283; 13) PMX-140; 14) PMX-98; 15) PMX-82; 16) PMX-40; 17) PMX-154; 18) PMX-244; 19) PMX-101; 20) PMX-270; 21) PMX-234; 22) PMX-13; 23) PMX-17. El recuadro muestra la localización de secciones sísmicas 2D y pozos que controlan su estratigrafía, para el bloque sísmico 3D, minero-Florida. Círculos muestran pozos productores de HC, y los letreros SS designan las líneas sísmicas 2D. Ubicación construida con datos de MPG (Monclova Pirineo Gas, 2007).

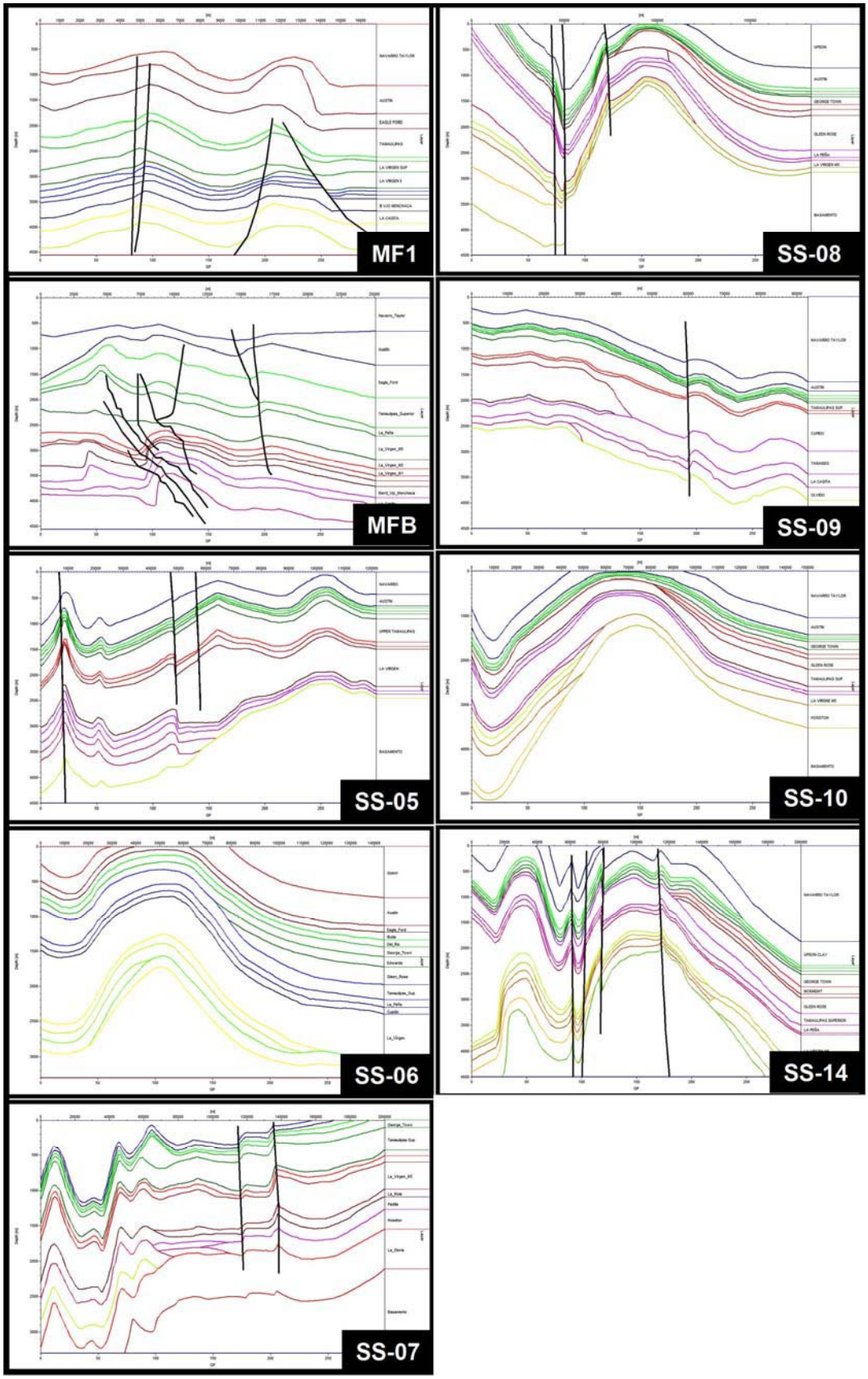


Fig. VII.14. Secciones sísmicas interpretadas a partir de formaciones del Jurasico Tardío y convertidas en profundidad, usadas en la simulación del modelo geoquímico 2D, para la Cuenca de Sabinas y Bloque Pirineo. Longitud y profundidad expresadas en metros. Para ver su localización, ver figura VII.14. Exageración vertical en 2x.

Esta información consisten en:

- 3 secciones sísmicas regionales en 2D (SS-5, 7 y 9) localizadas de N-S para La Cuenca de Sabinas, con longitudes de; 130 km., 200 km., y 93 km., respectivamente para cada una.
- Dos secciones para el Bloque Pirineo (MF-B, 25 km.,) y (MF-1, 16.8 km.,).
- Así como 4 secciones 2D (SS-6, 8, 10 y 14), de E-O para la Cuenca de Sabinas; con longitudes; 144 km., 172 km., 150 km., y 210 km., respectivamente.

Las líneas sísmicas fueron importadas y digitalizadas en el software Petromod® 2D V10 (IES GmbH, Schlumberger Co. Aachen Alemania) (IES, 1995), donde los modelos conceptuales fueron creados y transferidos en una rejilla de elementos finitos, consistentes en 28 eventos y 300 grid-points (GP) a lo largo del N-S y E-O, respectivamente (Figura VII.14).

La interpretación estratigráfica y litológica para el Jurasico – Cretácico Tardío fue controlada por 24 pozos (Tabla. IV.5, Capitulo 4).

7.2.2.1 El kerógeno

En este capitulo, proponemos un modelado geoquímico en 2D, definido en este trabajo como "*Modelado Integral de Cuenca"*, por permitir estimar las variaciones de las características de la materia orgánica original y su génesis en el curso de su historia de sepultamiento. Información que es necesaria para un correcto modelado geoquímico de la migración y entrampamiento de hidrocarburos.

Este método de caracterización de la materia orgánica inicial (Capitulo 5), permitió estimar el potencial petrolero inicial de las rocas madres, utilizando la velocidad de sedimentación y preservación de la materia orgánica depositada en ambiente marino siguiendo las secuencias de sedimentación.

La aplicación de este método, propone un potencial petrolero inicial para las principales rocas madres, no solamente para el modelado 1D sino también para el modelado 2D.

El resultado del modelado en dos y tres dimensiones, permite de inferir con mayor precisión los eventos de generación, migración y entrampamiento de los hidrocarburos a escala de la cuenca.

Así podemos proponer la existencia de nuevas oportunidades petroleras, considerando tanto las fallas como los volúmenes de las acumulaciones de CH_4 y de CO_2.

Esto es posible gracias a la consideración de:

1) Los Mapas de isovalores de los potenciales petroleros iniciales a la escala de la cuenca.
2) La información obtenida por métodos geoquímicos, petrográficos y petrofísicos, para construir un panorama actual de la evolución térmica de la materia orgánica, a escala de la cuenca.
3) La información de la circulación de fluidos a partir de las inclusiones fluidas.
4) Los datos a partir de los cuales podremos integrar los eventos de erosión en la Cuenca.
5) La construcción de secciones 2D, que permiten inferir la generación, migración y almacenamiento de HC.
6) La construcción de modelos geométricos en 3D, que permiten estimar la importancia de los volúmenes de roca con hidrocarburos entrampados.

7.2.2.2 La Cinética

La Figura VII.15, muestra la distribución de energías de activación, considerando estas tanto para la producción del aceite y del gas, como de la formación de CO_2 en el modelado 1D. Esta cinética fue aplicada igualmente para el modelado 2D y 3D.

La mezcla de energías de activación, se realizo de manera ponderal como se describió para el modelado 1D, toda vez que por la alta madurez, que tienen actualmente las rocas madres de la Cuenca de Sabinas, no se puede hacer de otra forma. A partir de ese análisis, se asumió una mezcla en consideración de los porcentajes de TOC° calculado en este trabajo para cada roca madre,

Esta cinética como se describió igualmente para el modelado 1D nos da un IH total de 370 (mg HC/g TOC) en el modelado 2D.

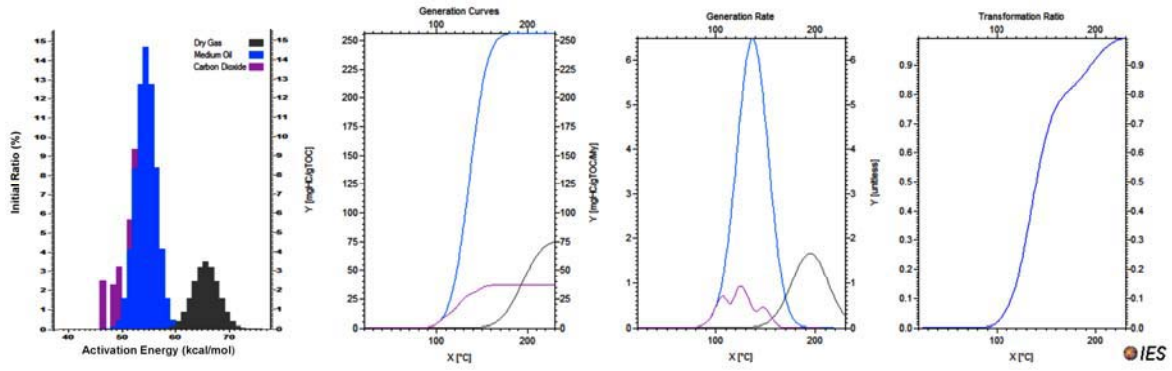


Fig. VII.15. Mezcla de cinéticas para la Cuenca de Sabinas. Modificada de IES (1985) para CO_2 y Pepper y Corvi (1995) tipo III'H gas-aceite. Este trabajo.

Esta es la primera cinética capaz de generar HC y CO_2, para la Cuenca de Sabinas.

7.2.2.3 La Calibración geoquímica 2D y condiciones PTX de inclusiones fluidas

La evolución geológica de las secciones sísmicas 2D fue reconstruida y calibrada después del mismo razonamiento para el modelo 1D de este trabajo. Sin embargo, el efecto de la temperatura en la maduración de las rocas madre y la generación de HC, pueden ser calculados con mayor exactitud por el modelo geoquímico en 2D, debido a la incorporación de:

- Los HC que sustituyen el agua en la porosidad de la roca durante la generacion, dando como resultado una conductividad térmica mas baja tanto en las rocas madres y rocas almacenes.

- Acumulaciones de sal que pueden variar la temperatura, debido a una conductividad más alta (Mello *et al*., 1995; Neunzert *et al*., 1996).

La calibración en segundo orden para el modelo geoquímico 2D, se realizo aplicando condiciones PTX de inclusiones fluidas acuosas (Littke *et al.,* 1993).

En la figura VII.16-A y VII.16-C, la inclusión N° 1 y N° 8 respectivamente ubicadas en la Formación Padilla del pozo Florida 101, tienen una presión calculada y una temperatura medida de 285 bar y 196°C. La concentración medida de CH_4 es de 0.14 mol/kg H_2O, y 290 bar con 140°C, y una composición medida de CH_4 de 0.09 mol/kg H_2O respectivamente.

Estas características las ubica en una edad de 36 Ma., de acuerdo al modelo 2D, cuando en esta época la Formación Padilla estaba almacenando gas seco de la Formación La Casita. Esto se muestra en la figura VII.16 de la sección sísmica SS-08 a 36 Ma.

De igual manera la inclusión fluida N° 61 mostrada en la figura VII.16-C, pertenece al pozo PMX-168, para el tope de la Formación La Casita, esta tiene una presión y temperatura calculadas de 550 bar con 178°C ubicándola en 49 Ma., cuando la Formación La Casita estaba en su máximo enterramiento y en ventana del gas seco como se muestra en la figura VII.16 en la sección SS-8 a 49 Ma.

En los dos casos las inclusiones fluidas fueron aplicadas como referencia considerando la composición de los hidrocarburos y relacionándolos con la historia de generación y migración de estos, de acuerdo con el modelo geoquímico 2D.

Cabe señalar que el modelo fue calibrado térmicamente con el poder reflector de la vitrinita de 15 pozos distribuidos en el área de la Cuenca de Sabinas, y coincidentes con las líneas sísmicas 2D.

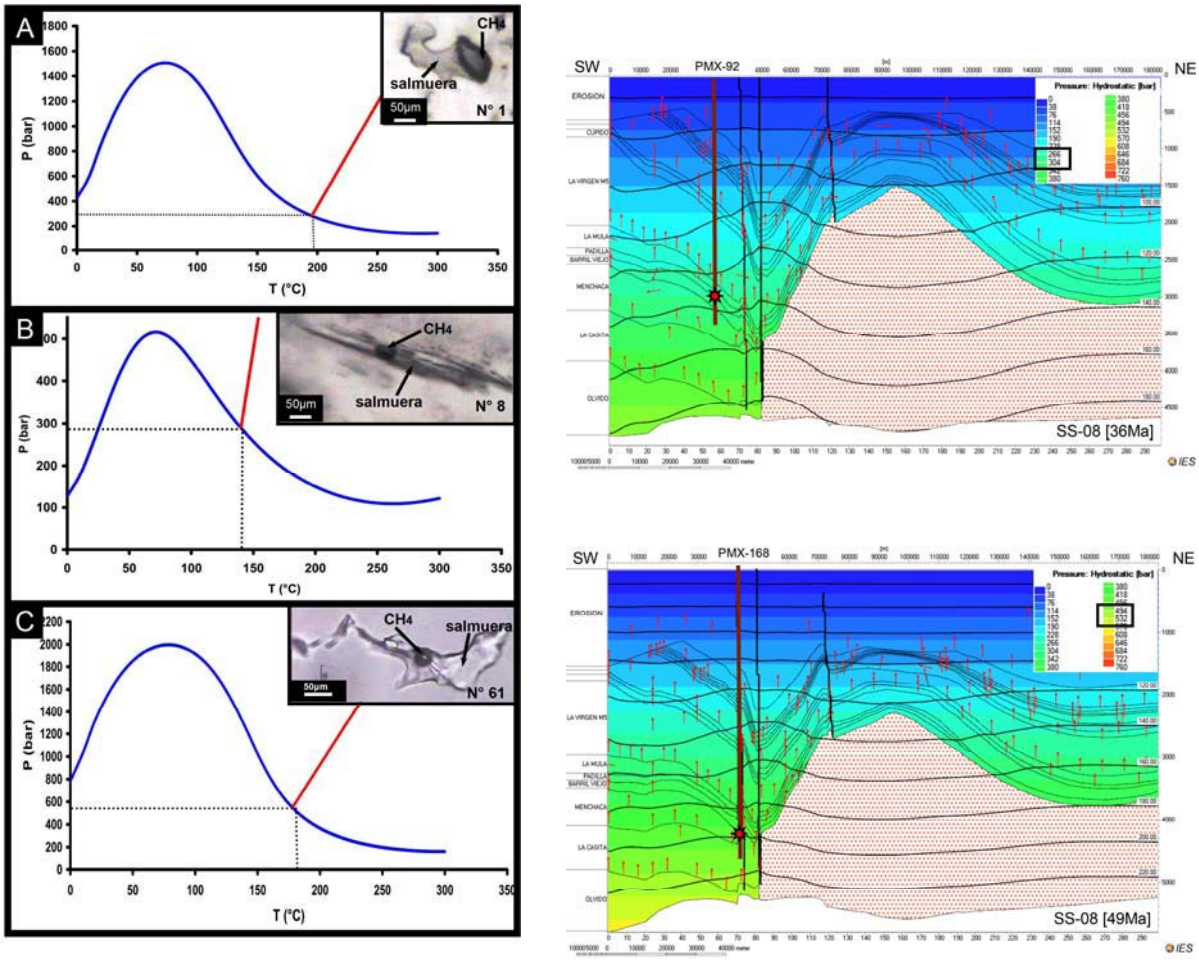


Fig. VII.16. Calibración del modelo geoquímico en segundo orden, con condiciones PTX de inclusiones fluidas acuosas. Abreviaciones; **A**, Inclusión fluida N° 1, Pozo PMX-92 Formación Padilla; **B**, Inclusión fluida N° 8, Pozo PMX-92 Formación Padilla; **C**, Inclusión fluida N° 61, Pozo PMX-168 Formación La Casita. Las imágenes sísmicas están representando para la sección SS-08, las condiciones de presión, temperatura y migración de gas seco en el tiempo, la presión en bares esta representada en las líneas de color, las curvas de isovalores color negro representan la temperatura, las flechas rojas muestran los caminos de migración de gas y las líneas negras verticales son tres fallas principales observadas en la interpretación de la sección transversal.

Para este modelado geoquímico se utilizo:

- el TOC° y el IH° calculados en este trabajo,
- la composición de la estratigrafía regional de la Cuenca de Sabinas (Menetrier, 2005).
- la mineralogía de las formaciones en el Bloque Pirineo adquirida con rayos X (DRX) (Martínez *et al.*, 2009).

Definimos los parámetros físicos de las litologías de las rocas en la cuenca. Para eso se utilizo el editor de litologías Petromod® V10, utilizando los modelos de Sekiguchi (1994), Waples y Waples (2004) y el modelo de Koseny-Carman (Kozeny, (1927); Carman, (1938, 1956). (Tabla VII.3).

Lithology	Initial porosity (%)	Density (kg m-3)	Compressibility (1x10-7/kPa-1)		Thermal conductivity (Wm-1 K-1) (*)		Heat capacity (kcal kg-1 K-1) (§)		Permeability at porosirty of (log mD) (@)		Gas capillary pressure (Mpa)
			Min	Max	20°C	100°C	20°C	100°C	5%	60%	
Navarro-Taylor	52	2688.0	10.0	5000.0	2.22	2.09	0.208	0.248	-2.50	6.28	4.00
Austin	59	2712.0	29.6	2368.8	2.84	2.57	0.205	0.237	-8.64	-2.05	2.60
Eagle-Ford	57	2648.0	29.5	2245.2	1.66	1.71	0.207	0.239	-8.29	-1.70	2.06
Buda	70	2680.0	41.6	4613.3	2.90	2.62	0.203	0.234	-8.29	-1.70	1.85
Del Rio	70	2696.0	40.6	4148.8	1.84	1.84	0.205	0.237	-4.02	-2.26	5.09
George Town	70	2680.0	41.6	4613.3	2.90	2.62	0.203	0.234	-8.29	-1.70	1.85
Upper Tamaulipas	27	2728.4	11.5	359.1	2.88	2.60	0.197	0.228	-8.32	-1.74	1.20
La Peña	57	2693.0	26.4	1822.1	1.89	1.88	0.206	0.238	-8.50	-1.91	1.83
Cupido	32	2720.6	14.0	611.1	2.67	2.43	0.198	0.229	-8.36	-1.77	1.37
La Virgen M5	28	2643.0	9.9	1303.7	3.18	2.82	0.197	0.228	-8.36	-1.77	1.03
La Virgen M4	28	2643.0	9.9	1303.7	3.18	2.82	0.197	0.228	-8.36	-1.77	1.03
La Virgen M3	25	2662.4	9.3	731.0	3.15	2.80	0.196	0.226	-8.32	-1.74	0.91
La Virgen M2	25	2662.4	9.3	731.0	3.15	2.80	0.196	0.226	-8.32	-1.74	0.91
La Virgen M1	28	2643.0	9.9	1303.7	3.18	2.82	0.197	0.228	-8.36	-1.77	1.03
La Mula	48	2701.2	23.1	2550.9	2.14	2.06	0.201	0.232	-8.57	-1.98	2.31
Padilla	45	2734.4	18.5	969.7	2.47	2.30	0.203	0.234	-8.29	-1.70	0.96
Barril Viejo	50	2701.2	25.1	2876.3	2.09	2.09	0.201	0.232	-8.64	-2.05	3.03
Menchaca	39	2722.8	13.0	2913.3	2.62	2.41	0.199	0.230	-8.36	-1.77	1.55
Upper La Casita	54	2654.0	26.4	2163.4	2.25	2.14	0.209	0.241	-7.85	-1.26	2.42
Middle La Casita	47	2690.5	17.5	920.6	2.80	2.54	0.211	0.244	-7.62	-1.04	0.99
Lower La Casita	49	2677.0	20.1	1273.9	2.58	2.38	0.209	0.241	-7.70	-1.11	1.34
Olvido	36	2680.1	11.2	2169.8	2.93	2.64	0.197	0.228	-8.36	-1.77	1.20
La Gloria	42	2665.2	9.9	1214.2	2.91	2.62	0.182	0.210	-8.29	-1.70	0.18
Red Beds	44	2668.0	12.9	817.5	2.84	2.57	0.183	2.110	-8.36	-1.77	0.53
Basement	5	2750.0	1.0	2.0	2.72	2.35	0.188	0.223	-16.00	-16.00	99.00

* Sekiguchi Model
§ Waples Model for Rock
@ Kozeny-Carman Model.

Tabla VII.3. Propiedades petrofisicas de las litologías usadas en este trabajo, correspondientes a la Cuenca de Sabinas, específicamente al área del Bloque Pirineo. La determinación de las propiedades se realizo construyendo cada formación por separado, mezclando las proporciones de roca propuestas por Menetrier (2005) y Martínez *et al*., (2009), en el editor de litologías de Petromod® V10.

El HF para el modelado 2D, se obtuvo considerando cada pozo en cada línea sísmica, que sugiere para el Bloque Pirineo un máximo de 100 mW/m^2 para el Jurasico Tardío y un mínimo actual de 60 mW/m^2.

La historia de la temperatura SWIT se aplico utilizando el modelo de Wygrala (1989), y la columna de agua del Golfo de Sabinas, a partir de la paleobatimetría propuesta en la calibración térmica del modelado 1D de este capitulo.

El %Ro y el BHT de 15 pozos, sirvieron como marcadores térmicos en la primera fase de calibrado de líneas sísmicas 2D. En seguida se aplico en la fase dos de calibrado térmico, las condiciones PTX de inclusiones fluidas, para lograr una calibración de las etapas de cracking y migración de hidrocarburos.

7.2.2.4 Rocas madres, almacenes y sellos

Como ya se explico en los capítulos precedentes, las rocas madres, almacenes y sellos, se estudiaron petrograficamente y se caracterizaron por geoquímica, mineral y orgánica.

Para este estudio de modelado en 2D, consideramos las mismas rocas madres del modelado en 1D, es decir las formaciones; La Casita, La Peña e Eagle Ford.

Para los almacenes son consideradas las formaciones; La Casita, Padilla, La Peña y La Virgen Miembro 1 (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Martínez *et al*., 2009), de igual manera en algunos casos donde las experiencias exploratorias determinaron acumulaciones, se consideraron las formaciones; La Gloria, La Mula, Cupido, George-Town y Austin (Galindo-Torres *et al.,* 2006; Eguiluz de Antuñano, 2007).

Los sellos considerados en el estudio, son las formaciones; Barril Viejo-Menchaca, el paquete La Virgen del Miembro 2 al Miembro 5, Del Río y Navarro Taylor.

7.3 El Modelado 3D

Los modelos gOcad® (Geological Objects Computer Aided Design by Paradigma®) y Surfer® V8, permitieron reconstruir los objetos geológicos tridimensionales complejos, y efectuar una estimación volumétrica de las zonas con mayores oportunidades petroleras, aprovechando la información generada por el modelo geoquímico 2D.

7.3.1 El modelo gOcad® V 2.1.4

En este trabajo, el modelo geométrico gOcad®, nos permitió integrar las secciones 2D del modelo geoquímico, y relacionarlas con los estudios geofísicos previos en el área (Vetra V3G, 2005). Esto fue con el fin de comparar los reservorios identificados por ambos métodos, y definir si existe una coherencia entre estos.

Los modelos geométricos son utilizados normalmente para una correcta identificación de las trampas actuales y de las condiciones petrofísicas de las rocas almacén y sello, en zonas petroleras complejas (Dubrule *et al.,* 1998; Mao y Journel, 1999; Yao y Chopra, 2000; Bitzer y Salas, 2002; Dubrule, 2003; Kedzierski *et al.,* 2005 y Kedzierski *et al.,* 2007, a, b).

7.3.2 El modelo Surfer® V8

El calculo del volumen bruto de las rocas madre, sello y reservorio, se obtuvo utilizando un modelo geométrico construido en Surfer® V8, generado a partir de los

espesores de formación, definidos por las interpretaciones de secciones sísmicas 2D de PEMEX, utilizadas en este trabajo y construidas en el modelo gOcad®, el cual nos entrega una base de datos georeferenciados de los espesores, en una malla de 50 x 50 metros.

La malla fue calibrada con datos de topes de formación de 105 pozos, así como por la digitalización en AutoCAD® Civil 3D (Autodesk Student version 2009), del mapa isopaco de PEMEX correspondiente a este nivel.

Los datos se cargaron considerando que X y Y corresponden a las coordenadas UTM de cada punto y Z corresponde al espesor de formación (p.e. Capitulo 3, sección 3.2.3.10).

La aplicación de modelos geométricos ayuda en gran medida a la identificación de nuevas oportunidades petroleras, en combinación con modelos geoquímicos, ya que permite estimar, el volumen de roca con la saturación en hidrocarburos que nos interesa.

7.4 Resultados y discusiones

Solamente la aplicación de un modelo integral de cuenca en 2D y 3D, permite inferir los eventos de acumulación, migración, almacenado y dismigración de los HC, considerando, los eventos tectónicos. Los resultados del modelado 1D, son aplicados para calibrar con temperatura y presión, el modelo 2D y 3D.

Los resultados de este modelado, se dividieron en cuatro partes y se discuten como sigue:

I. Evolución térmica de la materia orgánica
II. Generación de hidrocarburos y CO_2
III. Historia de migración y acumulación de HC
IV. Nuevas oportunidades petroleras

7.4.1 Evolución térmica de la materia orgánica

La etapa de maduración del kerógeno, esta relacionada directamente a la historia del sepultamiento de la roca madre.

La maduración del aceite en gas, presenta una relación con el tiempo en el almacén, que a la vez es una roca madre.

En las secciones del modelo geoquímico 2D, esta relación, aparece considerando que el cracking térmico secundario, coincide con el agotamiento del potencial petrolífero de la roca madre.

En el caso de la roca madre principal *La Casita*, la madurez actual calculada a lo largo de la sección SS-05 del SE-NW, se muestra en la figura VII.17, donde un aumento en las condiciones necesarias para tener la madurez se puede observar hacia el S-E.

Estos resultados muestran, porque la principal roca madre La Casita, esta totalmente transformada, alcanzando la ventana del gas seco, mientras que la Formación La Peña, tiene solamente las condiciones para alcanzar la ventana del gas húmedo y final de la ventana del aceite.

Para la Formación Eagle Ford, las condiciones de la madurez son todavía menos intensas y se encuentra actualmente, en la ventana del aceite.

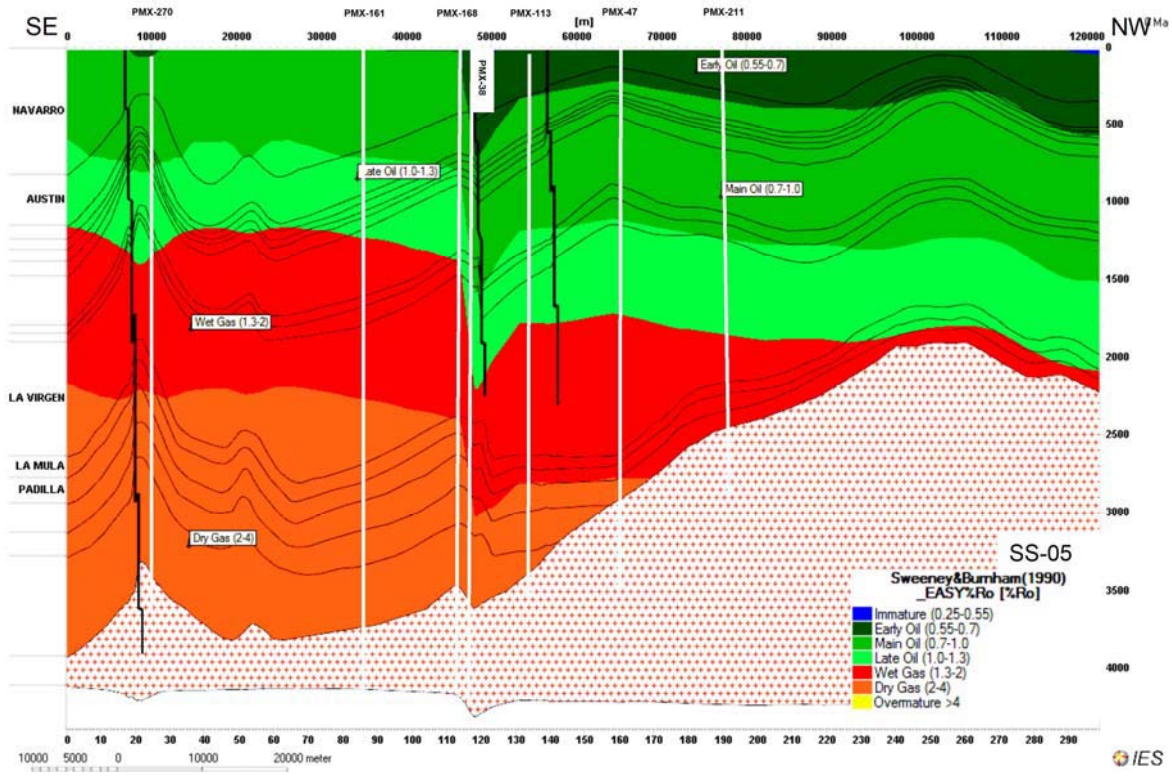


Fig. VII.17. Sección sísmica SS-05, que muestra el estado actual de la evolución de la materia orgánica, en función del %Ro. Las secciones en colores, muestran la evolución térmica y las líneas blancas son los pozos que controlan la estratigrafía y la calibración.

Más hacia el NW de 90 km., a 120 km., aparece una disminución de la madurez, producto del poco enterramiento en el área, debido a que durante el Neocomiano la trasgresión marina alcanzo la cima basáltica en el NW de la cuenca, sedimentando un Shale/Limestone de la Formación Barril Viejo.

Posteriormente por efecto de la Orogenia Laramide, un retardo en la maduración del kerógeno sobrevino debido a la erosión presente en el área, provocando una disminución de la temperatura y una desaceleración en la velocidad de transformación del kerógeno. El potencial petrolero para la Formación La Casita en la parte SE de la sección SS-05 esta agotado (Figura VII.18), desde casi el final del Paleoceno Medio.

Hacia el norte a lo largo de la sección SS-05, la madurez de la roca madre La Peña disminuye levemente. La transformación del kerógeno es de un 40-50%. Al contrario para el Sur de la sección, la transformación esta mas avanzada entre el 80 y 85% (Figura VII.18).

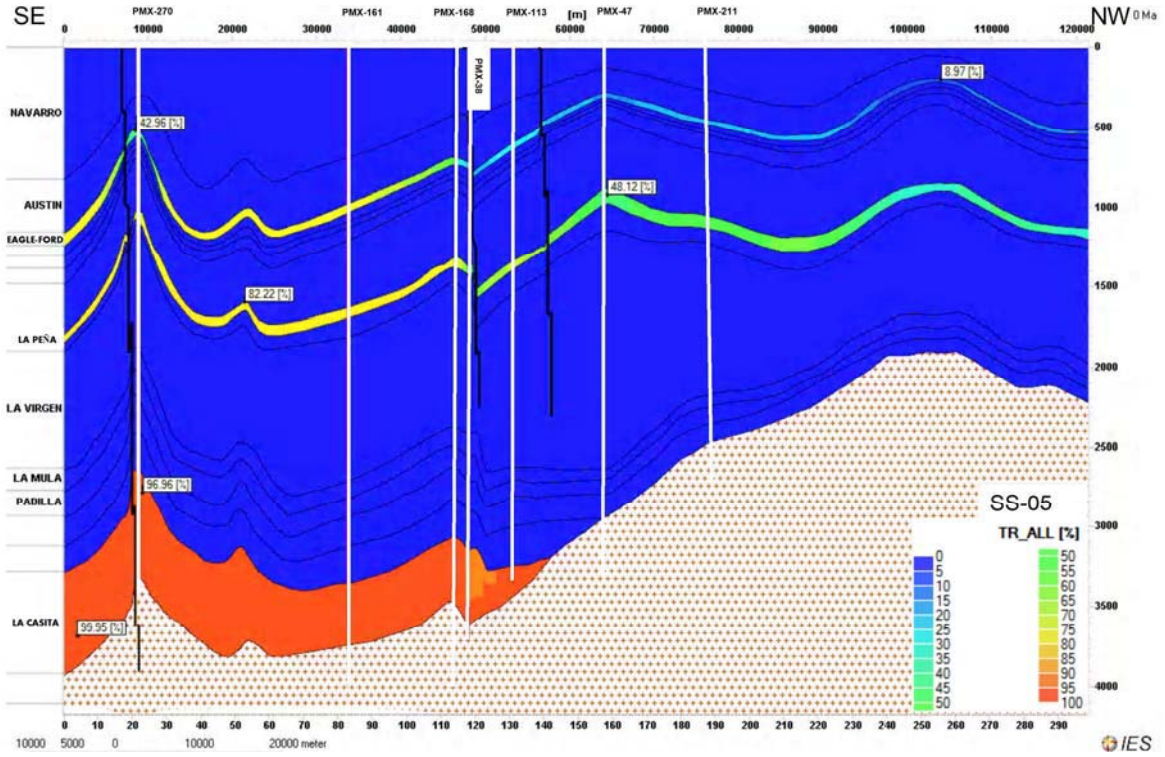


Fig. VII.18. Transformación del kerógeno actual, calculado en el modelo geoquímico 2D para la sección SS-05.

Los resultados para la sección SS-14, muestran una madurez muy avanzada a lo largo de la sección del SW-NE (figura VII.19).

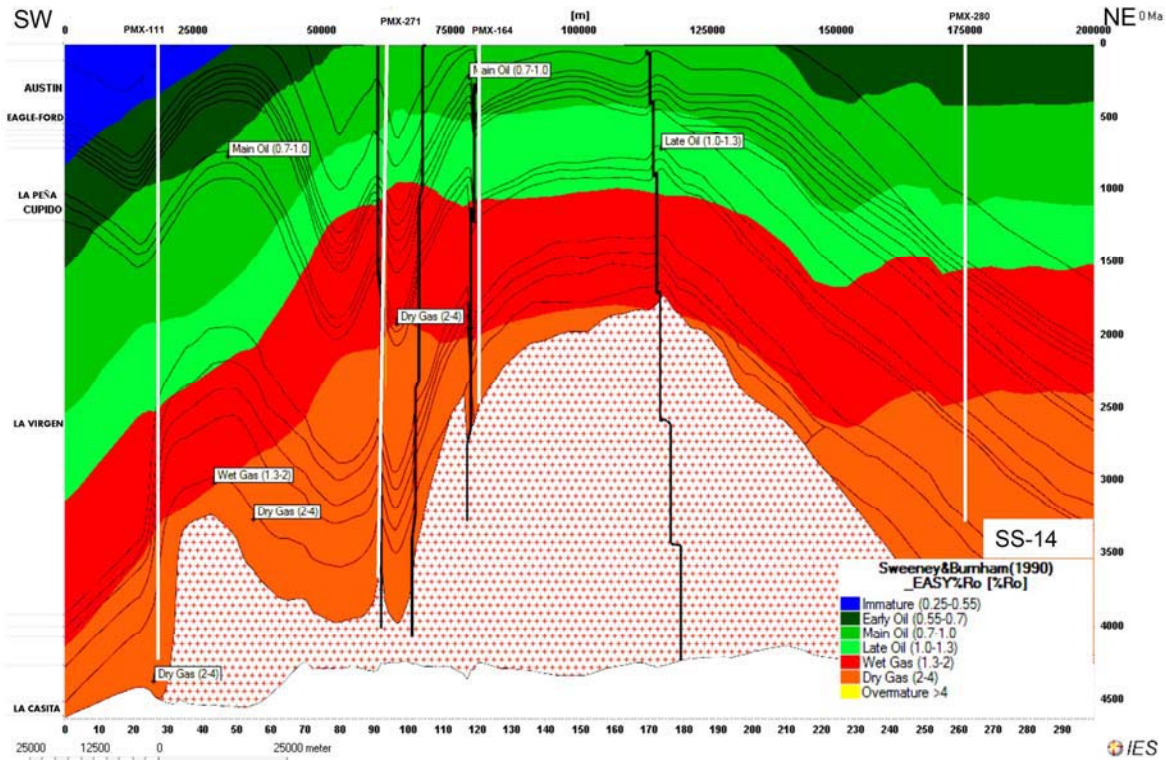


Fig. VII.19. Evolución actual de la generación de hidrocarburos en la sección SS-14.

Solo en una pequeña sección de 5 km., entre 20 km., y 25 km., en el SW de la sección (Figura VII.20), existe todavía un poco más de 10% de kerógeno no transformado, mientras que la Formación La Peña esta entre la ventana del gas húmedo y gas seco de 0 km., a 75 km., Observamos además que en la parte central el modelo de la sección SS-14, muestra una disminución considerable de la madurez, ubicándose esta formación entre la ventana del aceite y gas húmedo.

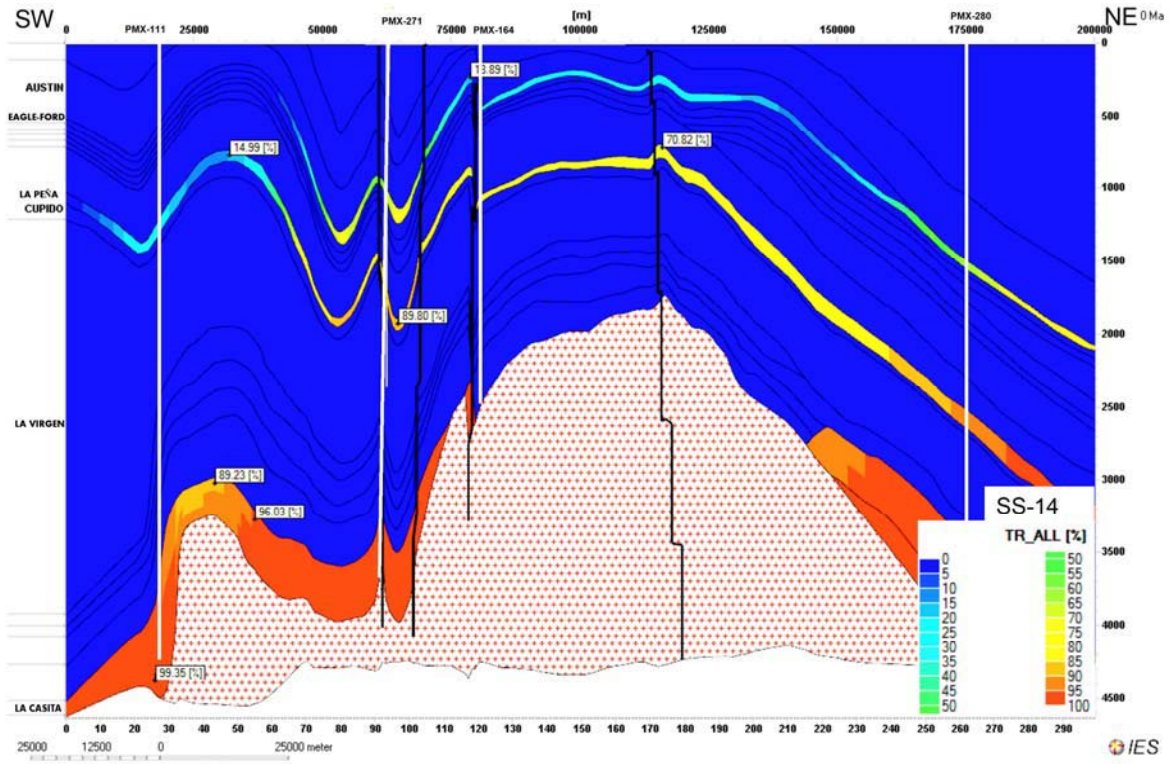


Fig. VII.20. Transformación del kerógeno actual, calculado en el modelo geoquímico 2D para la sección SS-14.

Para la parte NE se observa una transformación del kerógeno que va de 70% en 120 km., hasta 100% en 200 km., de la sección (Figura VII.20).

Esto muestra que no existen grandes cantidades de kerógeno transformable en el parte NE de la cuenca para la Formación La Peña, pues esta varia drásticamente de acuerdo al modelo geoquímico de la sección SS-14 (Figura VII.20), mostrando una transformación de 100% en el NE y una de 10% en el SW.

La parte central de la sección, con 70% de kerógeno trasformado, hace más segura la exploración con oportunidades de gas.

Para la Formación Eagle Ford, se puede observar del SW al NE en posición de 0 a 40 km., esta Formación esta entrando a la ventana del aceite.

De 40 km., a 75 km., pasa de la ventana del aceite pesado-ligero a gas y condensado, esto es debido al enterramiento que alcanzo en esta parte de la cuenca, debido al acomodo de horts y graben en el área. Para la parte NE de la línea, de 175 km., a 200 km., la formación alcanza la ventana del gas húmedo dejando menos de 20% de kerógeno transformable (Figura VII.20).

7.4.2 Historia de la migración y acumulación de HC

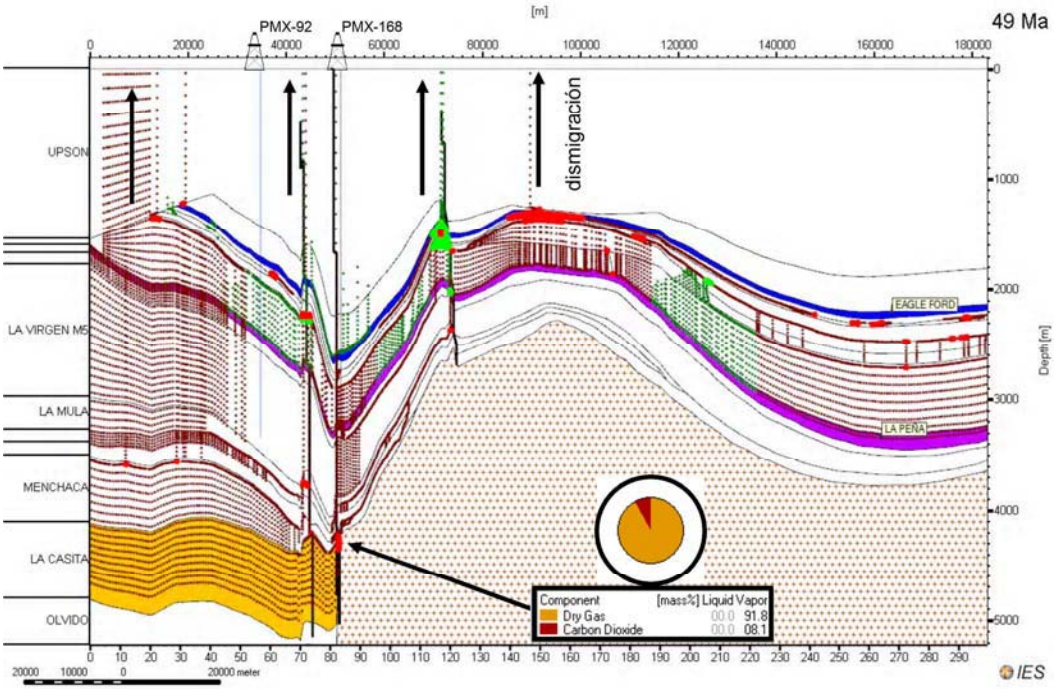
La migración de los líquidos, petróleo y gas fue estudiada usando los simuladores de flujo hibrido e invasión-percolación de Petromod® V10, que calcula el transporte de hidrocarburos y líquidos así como la dirección y la velocidad de fases independientes (gas, petróleo y agua). Con este acercamiento, las permeabilidades eficaces de la matriz de la roca, tienen que ser definidas dependiendo de la saturación de los líquidos.

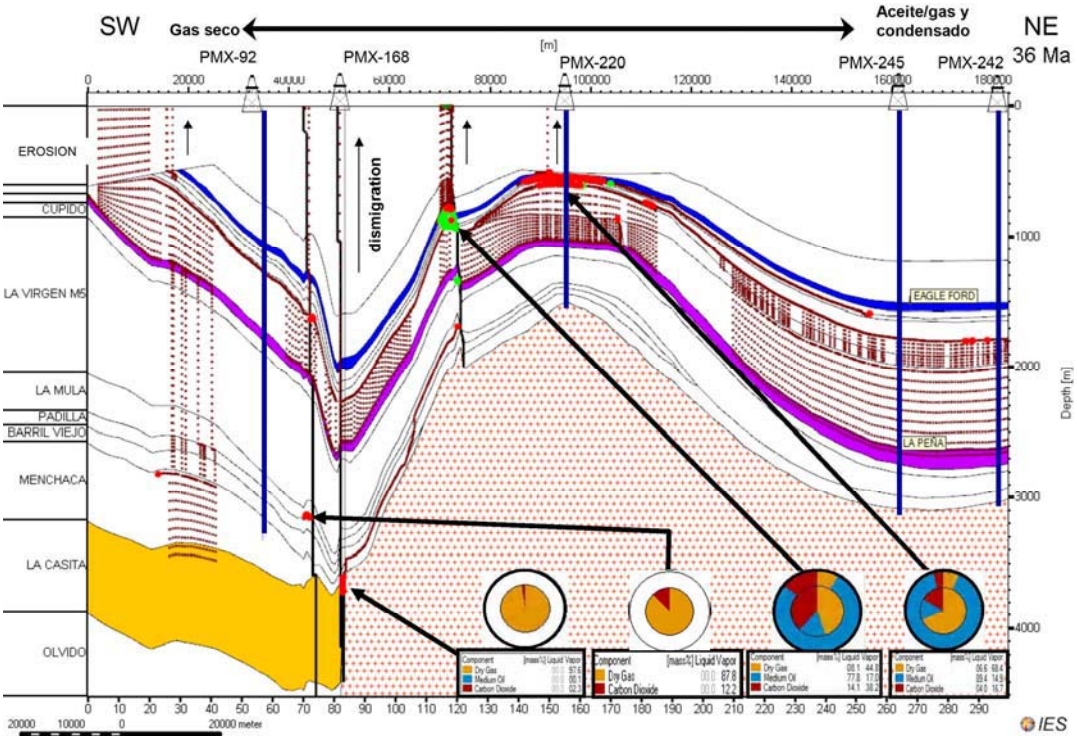
El flujo de los fluidos en las cuencas sedimentarias, también depende de las presiones capilares, de los valores de entrada por default en el modelo Petromod® (Schwarzer y Littke, 2007), que varían de 0.53 Mpa., para la Formación Lechos Rojos (Formación Red Beds), a 5.09 Mpa., para la Formación Del Río e incluso valores mas altos para rocas magmáticas (Tabla VII.1).

Así la migración del aceite, requiere alcanzar generalmente una saturación crítica de fluidos de 5%, dentro de un recuadro individual de elementos-finitos del modelo. Para el gas, este no tiene ninguna restricción a la migración en el proceso de la simulación, cuando las condiciones físicas que controlan son convenientes (Schwarzer y Littke, 2007). Los límites izquierdos y derechos del modelo, estaban abiertos para que la migración evite acumulaciones artificiales (IES, 1995).

A lo largo de las partes sureñas de las secciones SS-08 y SS-05 (Figura VII.21 y VII.22), la migración del gas comenzó desde el Albiano Superior, hasta las épocas del Cretácico Medio, en que los sedimentos de La Casita alcanzaran la ventana del

gas seco, migrando este y saturando los poros de la Formación La Virgen Miembro 1, funcionando como sello del Miembro 2 al Miembro 5 de La Virgen, gracias a su alto contenido en anhidrita.





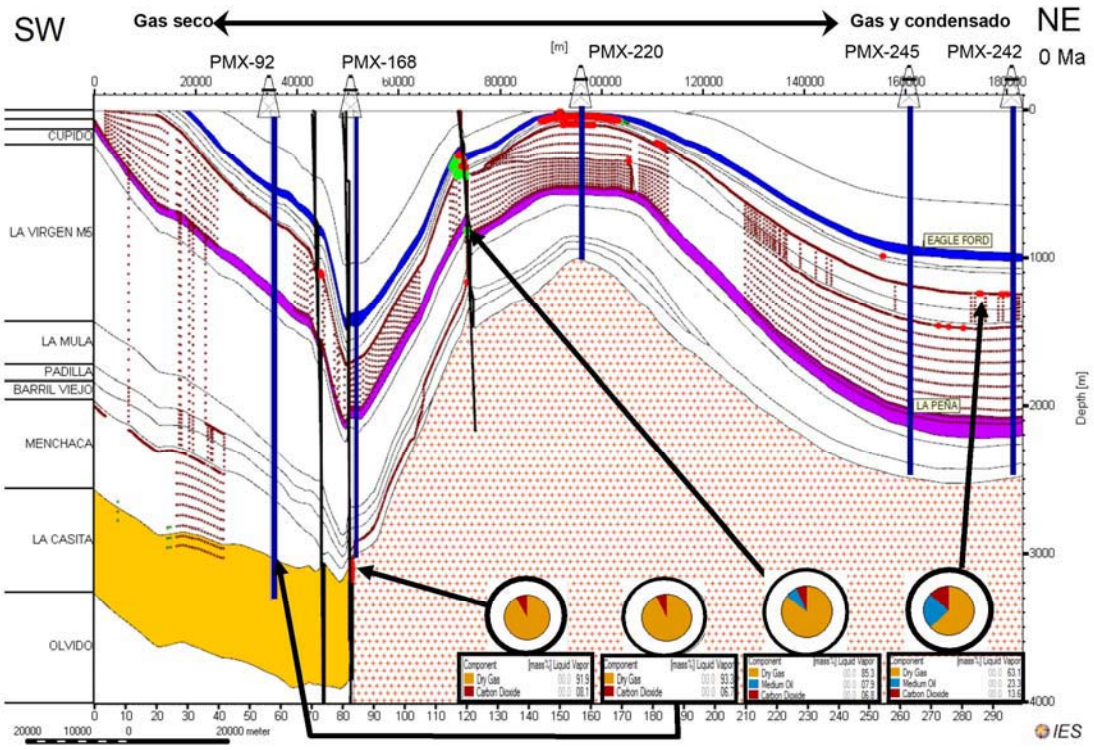


Fig. VII.21. Palaeogeometria de la sección SS-08 de SW-NE, en diferentes tiempos de generación y migración de HC (49 Ma 36 Ma al presente). La migración del gas y aceite de rocas madres del Jurasico-Tardío al Cretácico Medio (líneas punteadas color rojo y las del aceite en color verde), se muestran en las secciones, marcando rutas de migración, dismigración y zonas de entrampamiento. La composición de las acumulaciones de hidrocarburos (en wt%), se observa de acuerdo a su origen estratigráfico, y a su sistema de migración. Nótese como las acumulaciones de gas y condensado son siempre en la parte NE de la cuenca, hacia la Cuenca de Piedras Negras. Este aceite es producto de la transformación de la roca madre La Peña, dado que para antes de la Orogenia Laramide la Formación La Casita, ya estaba en la ventana del gas seco.

Este aceite posteriormente y hasta 49 Ma, se craqueo en gas seco ya que la cuenca continúo su enterramiento.

Ya posteriormente en el Paleoceno Medio, con la aparición de la Orogenia Laramide, el aceite aun atrapado y el gas generado del cracking secundario, empezó su migración hacia la superficie, perdiéndose debido a la carencia de un sello eficaz en las formaciones por encima de la Formación La Virgen (Figura VII.21 y VII.22), y por la erosión de los sedimentos que pudieron funcionar como almacenes antes y después de la orogenia.

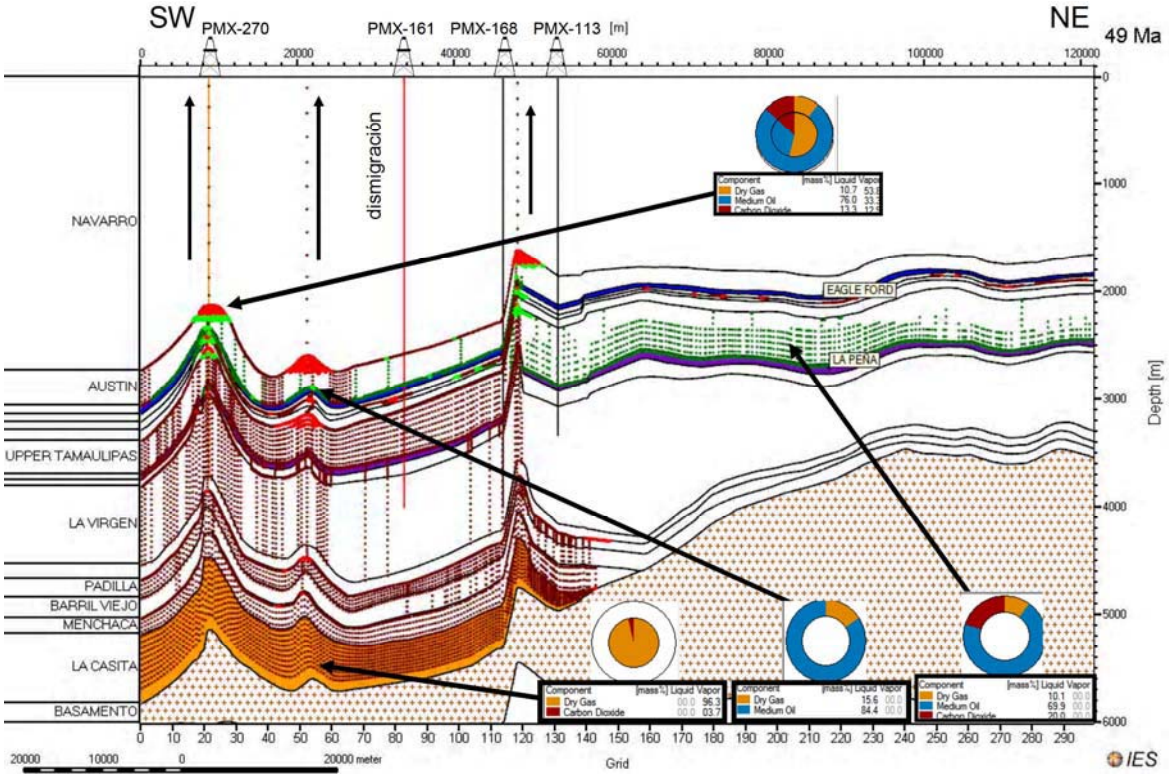
La migración vertical no es constante para todas las formaciones, pero sucede frecuentemente en la Formación La Mula.

La información del funcionamiento de fallas para el efecto de migración-acumulación, se sugieren abiertas de 49 Ma a 24 Ma que es la época del evento tectonogenico de la Orogenia Laramide, y de la relajación cortical, que produjo la

extensión de cuencas y sierras en el NE de México (Chávez-Cabello, 2005), posteriormente se considera que se cerraron manteniéndose así actualmente. Se carece de más información sobre el funcionamiento y edad de estas a lo largo de las secciones.

Las mayores acumulaciones de gas se encuentran en la Formación La Casita, y La Virgen M1, que almacenaron HC antes y después de la Orogenia Laramide, almacenándose en las trampas estructurales formadas por este evento tectonogenico.

Como ejemplo esta el caso del campo Pirineo y Monclova-Buena Suerte, que producen gas seco en la Formación La Virgen, y el campo Merced que produce gas seco en la Formación La Casita. De igual forma en las figuras VII.21 y VII.22, se observa como la acumulación de aceite ligero, gas y condensado y gas seco, se almaceno también en las formaciones; Padilla, La Mula y La Peña. Esta última actualmente se encuentra en la etapa final de la ventana del gas y condensado.



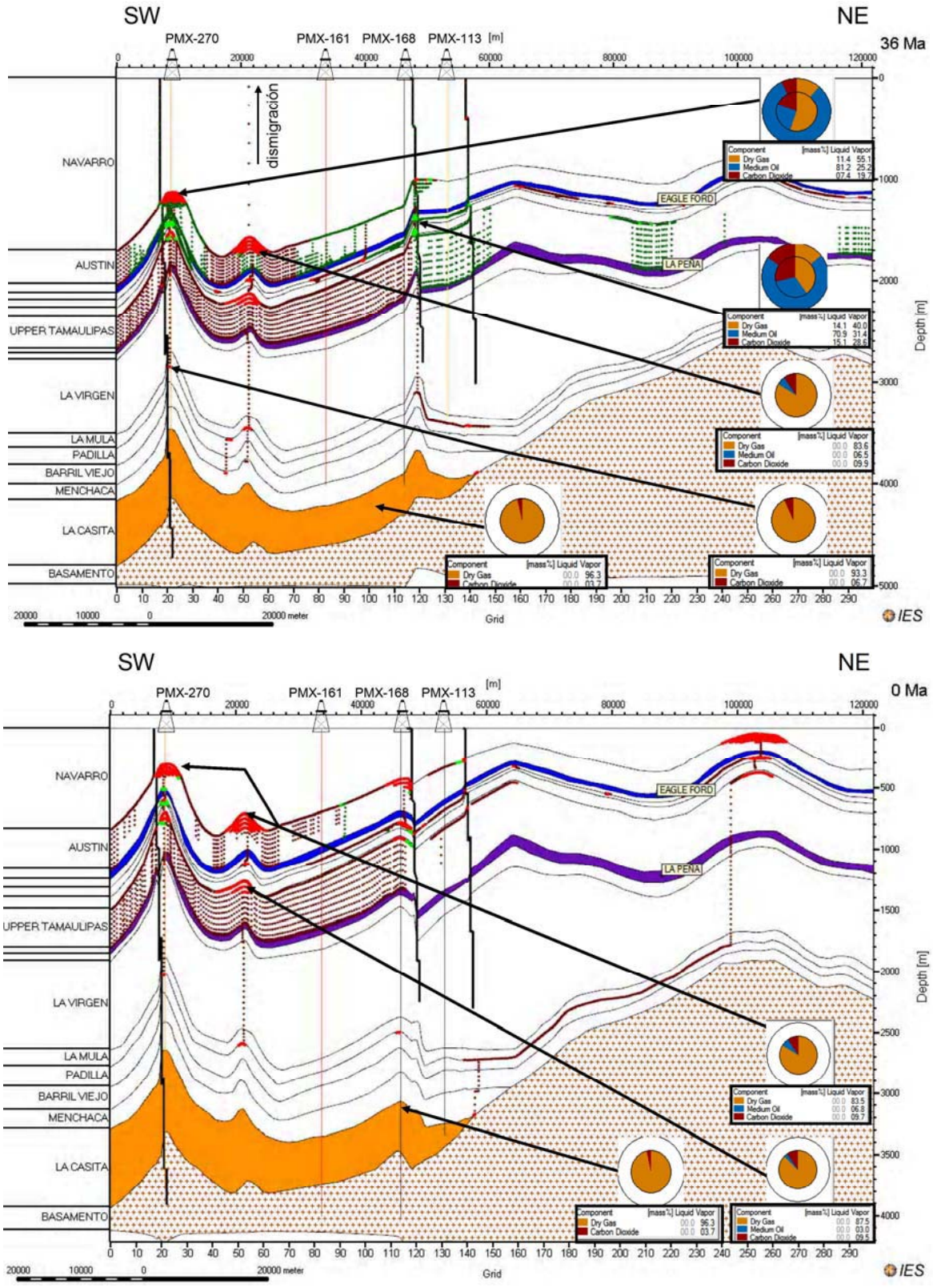


Fig. VII.22. Palaeogeometría de la sección SS-05 de SW-NE, en diferentes tiempos de generación y migración de HC (49 Ma 36 Ma al presente). La migración del gas y aceite de rocas madres del Jurasico-Tardío al Cretácico Medio (líneas punteadas color rojo y las del aceite en color verde), se muestran en las secciones, marcando rutas de migración, dismigración y zonas de entrampamiento. La composición de las acumulaciones de HC (wt%), se observa de acuerdo a su origen estratigráfico, y a su sistema de migración. Nótese como la Formación La Casita, dejo de migrar gas después del Paleoceno, de ahí que esta formación, saturo su porosidad con el gas seco restante almacenándolo en si misma. La Formación La Peña migro aceite durante la Orogenia Laramide, echo mostrado en las secciones de 49 Ma y 36 Ma los que nos indica que fue esta la que dio origen al aceite atrapado en minerales de Fluorita. Este texto se discute en este trabajo.

Los resultados del modelo muestran una saturación de gas a lo largo de la sección con el tiempo, la composición de las acumulaciones del gas en las rocas madre y reservorios, coinciden con las acumulaciones actuales (Figura VII.24).

La composición del gas muestra una clara acumulación de gas seco, en general más del 90% hacia la parte SE de la línea SS-05 y SW de la Línea SS-08. Esto contrasta con la acumulación de gas y condensado almacenado en la parte NE de la línea SS-08 en la Cuenca de Piedras Negras, el cual contiene gas húmedo con impregnaciones de aceite en menos de 10%.

Los resultados de este modelado integral de cuenca, indican que el gas seco, almacenado actualmente en las rocas reservorio y madre de la Cuenca de Sabinas, es dominante para un origen de la Formación La Casita. Al contrario, de las zonas donde se encuentran actualmente impregnaciones o producciones de gas húmedo, que tienen su origen en las Formaciones La Peña o Eagle Ford.

Con esto se puede decir, que el CH_4 existente en la Cuenca de Sabinas, proviene en un +/- 80% de la Formación La Casita, y el resto de las rocas madres menos productivas, que alcanzaron la profundidad suficiente para transformar térmicamente su kerógeno en hidrocarburos.

Así mismo se estima, que la transformación térmica del kerógeno no produjo CO_2 en grandes cantidades, y de acuerdo al modelado la producción de CO_2, mas significativa para la Formación La Casita y Padilla, ocurrió en 36 Ma acumulando 12.2% como máximo a 2.3% mínimo.

Mientras que para las formaciones La Peña e Eagle-Ford, la acumulación fue mayor, con 26.6% máximo y 4% mínimo.

Actualmente las acumulaciones definidas en el modelado 2D, muestran que existen acumulaciones de CO_2 del orden de 13.6% max., a 3.7% min., coincidiendo con las cantidades de producción de CO_2, para los campos productores en la Cuenca de Sabinas (Figura VII.5).

Lo descrito en este capitulo, para las secciones sísmicas SS-05, SS-08 y SS-14, coincide para las secciones sísmicas SS; 6, 10, 7 y 9 (Anexo 11).

La incertidumbre sobre el origen del aceite y gas atrapado en inclusiones fluidas en minerales de fluorita, en las cercanías de las fallas de La Babia y San Marcos, muestran que su origen obedece a una clara dismigración, como se observa en las secciones sísmicas (Figura VII.21 y VII.22).

En esta dismigración, los sedimentos mineralizados de tipo MVT (Mississippi Valley Type), descritos por González-Sánchez *et al*., (2009) y González-Partida, *et al.,* (2002, 2003, 2008a, 2008b), atraparon en las salmueras los hidrocarburo que coincidieron en su paso, con los almacenes de aceite preexistentes a la Orogenia Laramide, originados durante la etapa de cracking primario de la roca madre La Peña, a 49 Ma.

Sobre las otras formaciones potencialmente madre de aceite, es poco probable que el aceite producido sea de formaciones del Jurasico Tardío (La Casita, La Gloria) ya que estas de acuerdo al modelo geoquímico en 2D, entraron en la ventana del gas seco antes de la Orogenia laramide, por lo que la migración mostrada en las líneas SS-05 y SS-08, corresponde solamente a gas seco para 49 Ma.

Sin embargo es probable que una parte de los hidrocarburos líquidos hayan sido expulsados por las roca madre La Peña en la parte NE – NW de la cuenca, que alcanzo mas sepultamiento como se observa en la Figura VII.21 y VII.22, y se haya atrapado este en inclusiones fluidas con hidrocarburos en minerales de fluorita, encontrados en las Minas Alicia y Fácil en el distrito minero de La Encantada-Buena Vista (González-Partida *et al.,* 2003).

El esquema de migración de las salmueras de tipo MVT (González-Sánchez *et al.*, 2009) coincide con el modelo geoquímico 2D, para una migración de aceite de la roca madre La Peña, en tiempos de migración de aceites ligeros hacia la superficie (Figura VII.23) durante y después de la Orogenia Laramide.

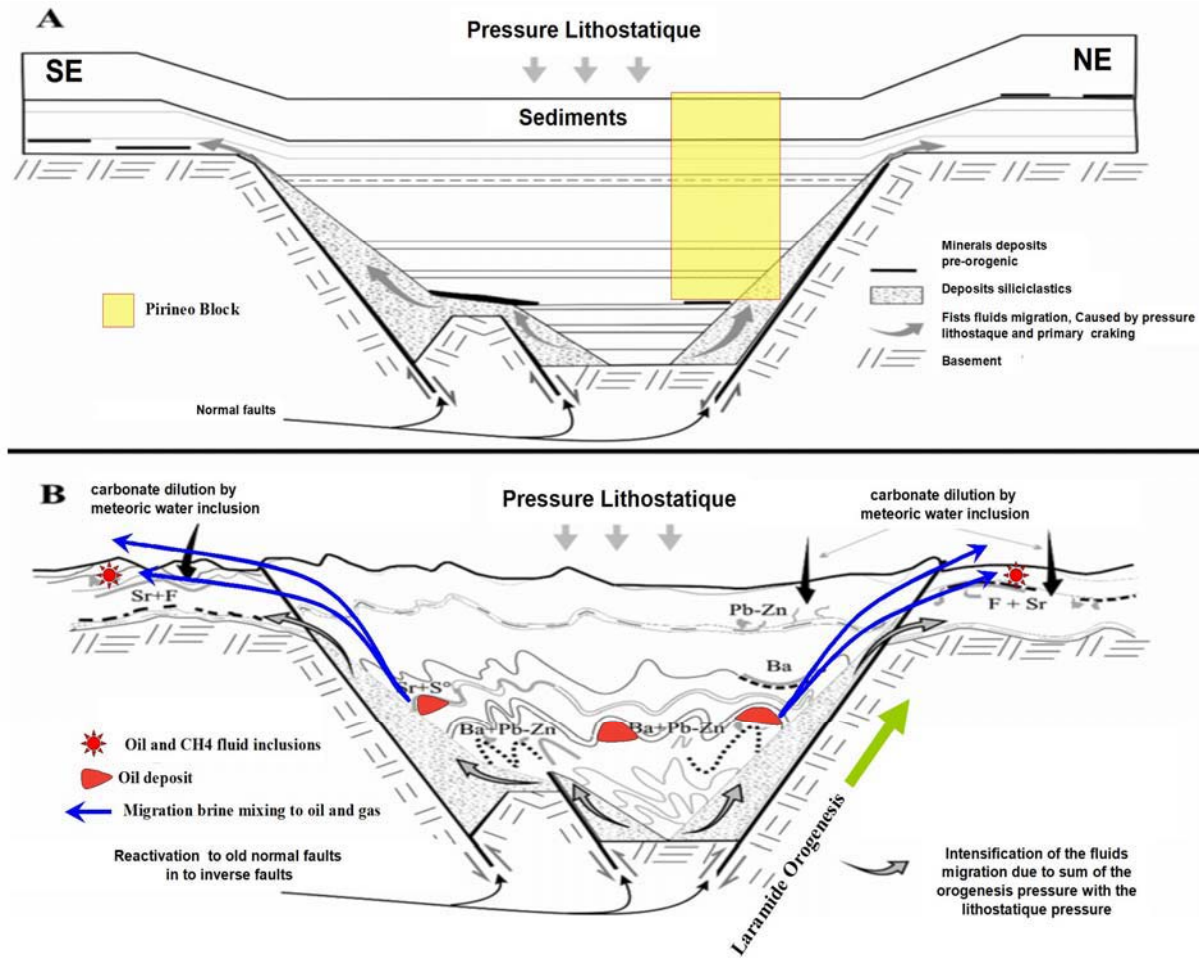


Fig. VII.23. Esquema que muestra el modelo de las principales etapas de mineralización por salmuera, en depósitos minerales de tipo Mississippi Valley para el Noreste de México, en donde se ha determinado que los líquidos mineralizados son esencialmente salmueras de cuenca movilizados inicialmente por la presión lithostática y más adelante por los efectos del levantamiento tectonogenico laramidico. Durante este acontecimiento, la salmuera sirvió como medio de transporte del aceite que coincidía en su ruta de migración, o por el paso de las salmueras por los depósitos fracturados durante la Orogenia Laramide, transportando el HC a los depósitos minerales superiores, dando lugar a precipitación y atrapamiento de inclusiones fluidas con HC líquidos y gas CH_4, observadas en minerales de Fluorita, en las cercanías de las fallas de La Babia y San Marcos. Fig. 17.A) Pre-orogenia, Fig. 17.B) Orogenia y Poste-Orogenia. Modificado de González-Sánchez (2009).

7.4.3 Nuevas oportunidades petroleras

La interpretación sísmica para la evaluación de reservas y nuevas oportunidades exploratorias, que realizo Vetra V3G (2004) y Galindo-Torres *et al*., (2006), tuvo como objetivo cartografiar cierres estructurales que pudiesen estar asociados a prospectos gasíferos en el área del Bloque Pirineo.

Estos trabajos, muestran como los cierres estructurales poseen características para la acumulación y entrampamiento de gas en el área, esta información fue obtenida al aplicar un estudio detallado de métodos geofísicos, como interpretación sísmica 2D y de logs, que permitió identificar al menos 22 prospectos (desarrollados o no

desarrollados) en el área de estudio correspondiente a pliegues anticlinales asociados en su mayoría a cabalgamientos ligados a la compresión regional sufrida por los eventos tectonogenicos en la Cuenca de Sabinas (Vetra V3G, 2004; Galindo-Torres *et al*., (2006).

Estos anticlinales son alargados con orientación preferencial NW-SE y se presentan en "trenes" geológicos separados por sinclinales regionales.

En este trabajo, se relacionaron los resultados, acerca de la localización de nuevas oportunidades, a los datos obtenidos en el modelo geoquímico 2D, esta comparación fue sin duda de gran ayuda, para identificar no solo los prospectos definidos por los estudios mencionados, si no que se identificaron nuevas acumulaciones en las formaciones; La Virgen, La Casita, Padilla y La Peña.

El resultado de la comparación muestra una correcta y oportuna coherencia entre las dos valoraciones, al intersectar la sección horizontal de los prospectos identificados para el área Minero-Florida (Vetra V3G, 2004), con las secciones sísmicas MF-1 y MF-B, de la misma área.

En esta podemos notar como las acumulaciones identificadas geofisicamente, coinciden plenamente con el modelo geoquímico 2D, en donde este último identifica una serie de nuevos, aunque pequeños reservorios.

Esta comparación se muestra en la figura VII.24, y se realizo aplicando el modelo geométrico gOcad®, donde se puede observar, como en la parte SE de la Línea MF-B, y en la intersección con la sección MF-1, existen pequeñas acumulaciones de HC, que no fue detectada por el método geofísico, pero que sin duda este avistamiento, pone en evidencia la efectividad del modelado integral de cuenca.

Muy pocos ejemplos se han descrito o por lo menos se han demostrado sobre la aplicación de modelos integrales que coincidan como el caso del área Minero-Florida.

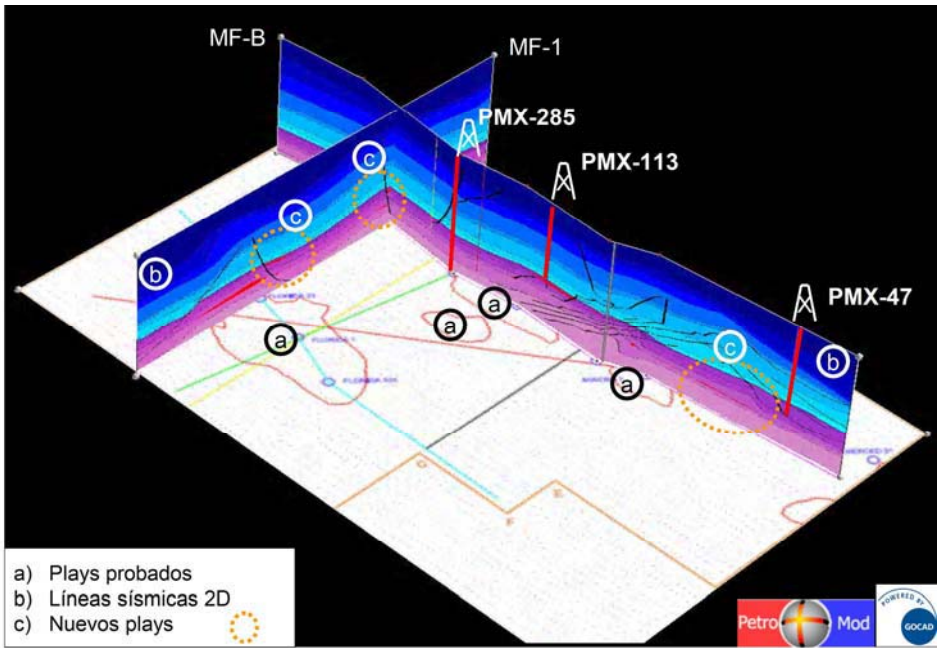


Fig. VII.24. Ejemplo de intersección de los resultados de secciones sísmicas generadas a partir del modelo geoquímico Petromod® 2D V10 (Integrated Exploration Systems [IES], Aachen Alemania), contra prospectos definidos por métodos geofísicos. La construcción de la comparativa de prospectos gasíferos se realizo aplicando el modelado geométrico gOcad® y los resultados de las secciones sísmicas MF-B y MF-1 modelada para migración y acumulación de HC, con el método *Hybrid-Darcy Flowpath* Petromod® V10. La imagen muestra como ubicación los pozos PMX-285, PMX-113 y PMX-47. La sección horizontal pertenece a los prospectos del área Minero-Florida, Bloque Pirineo.

A continuación se muestra, el volumen bruto de roca, para la Formación La Casita Nivel Medio, calculado siguiendo la metodología descrita en este trabajo. De acuerdo con las porosidades (ϕ) y saturaciones de agua (Sw), tomadas de los logs de pozos del Bloque Pirineo y Bloque Monclova, (Vetra V3G, 2004; Galindo-Torres *et al*., 2006). Se considero una ϕ y una Sw promedio para esta formación a escala de la cuenca, con lo que proponemos de una manera general, un potencial global que tuviera la cuenca para almacenar gas. Este potencial nos indica, cual seria el volumen medio de reservas probables de HC para la Cuenca de Sabinas en la Formación La Casita Nivel Medio.

La Formación La Casita Nivel Medio, tiene un volumen a escala de la Cuenca de Sabinas de $8.04 \times 10^{12} m^3$ (Figura VII.26), su espesor promedio es de 250 m., con una porosidad máxima de 7% y minima de 2%, la Sw es minino de 0% y máximo de 90%, por lo que definimos una ϕ media de 4% y una Sw media de 40% (La ϕ y Sw son de los Bloques Monclova y Pirineo). Con esta información, podemos asumir a groso modo que el volumen de gas que pudieran almacenarse en poros seria de $1.93 \times 10^{11} m^3$. Si consideramos que la efectividad de atrapamiento es de 1% (Allen y

Allen, 1990), entonces la capacidad de almacenaje en esta formación seria de $1.93x10^9$ m^3, considerando una Sw de 40%.

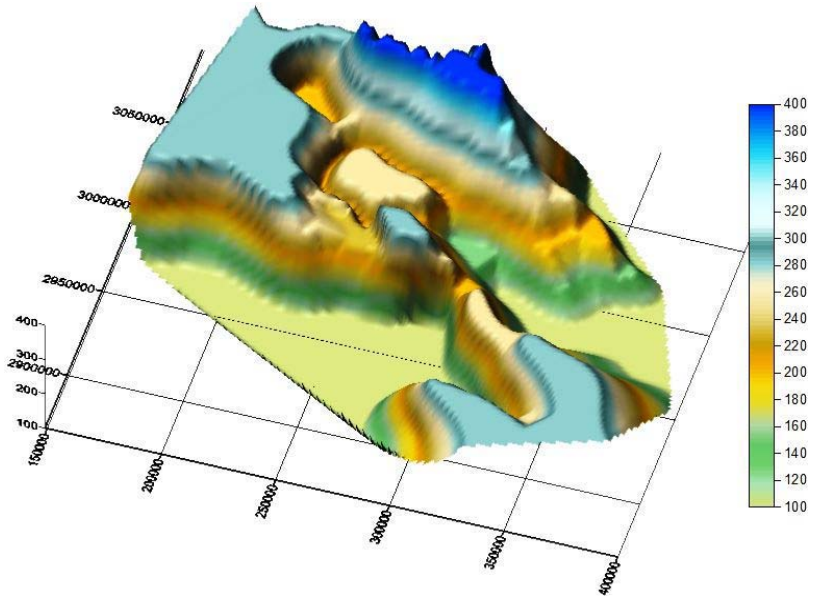


Fig. VII.25. Aplicación de la interpretación de secciones sísmicas 2D, en la construcción tridimensional de la Formación La Casita Nivel Medio. El modelo fue construido en Surfer® V8, utilizando bases de datos creadas en gOcad® y Autocad®. La escala en color representa los espesores en metros, y las coordenadas están expresadas en UTM.

La calibración de los espesores de la Formación La Casita, reportados en isopacos de la compañía PEMEX, fueron calibrados con los topes de formación de los pozos utilizados (Figura VII.27), siguiendo la secuencia descrita en el Capitulo 3.

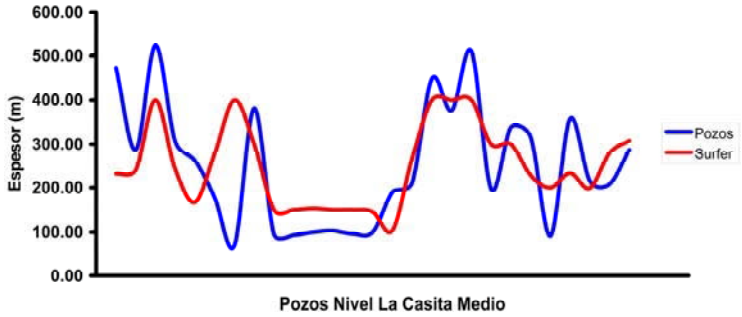


Fig. VII.26. Grafica de la relación de espesores medidos en pozos contra espesores calculados en la malla Surfer®, a partir de los espesores actuales medidos en las líneas sísmicas regionales 2D.

Esta calibración nos permitió, controlar debidamente estos espesores y proponer el volumen de las principales rocas madres (Anexo 12).

7.4.3.1 Observaciones del modelo 1D

Las rocas madres de la Cuenca de Sabinas y específicamente del Bloque Pirineo, se analizaron integrando técnicas geoquímicas, petrográficas y geofísicas, para la aplicación del un modelo geoquímico en 1D, que nos permitió evaluar la historia térmica de generación de aceite, gas y CO_2.

El origen de la materia orgánica, se determina plenamente, como una mezcla de Tipo II y predominantemente Tipo III, donde observamos que el poder reflector de la vitrinita, muestra una sobre madurez superior a 2.5% Ro, para la roca madre La Casita.

Esta madurez fue posible debido a que la cuenca alcanzo un enterramiento superior a 8 km., que posteriormente se erosiono por el uplift de la Orogenia Laramide. El flujo de calor para el Bloque Pirineo, se determino al calibrar este en relación con el %Ro y las condiciones PTX de las inclusiones fluidas, definiendo como máximo 100 Mw/m^2 para el Jurasico Tardío y fijado actualmente en 60 mW/m^2, para emparejar con los datos de BHT, que indican un gradiente termal medio de 25°C/km para la corteza superior. El aceite generado por la Formación La Casita entre 116 Ma., y 90 Ma., fue expulsado del kerógeno, y se debió almacenar en si misma. Posteriormente la Formación La Casita, funcionando como alcancen y roca madre, se fracturo durante el uplift, permitiendo la dismigración del gas hacia los almacenes superiores como la Formación La Virgen.

La Cuenca de Piedras Negras, produce gas y condensado, debido a que la erosión, aligero la carga lithostática, provocando una enfriamiento en esta cuenca, que se traduce en una desaceleración para entrar a la ventana del gas seco.

El aceite encontrado en las inclusiones fluidas, en cristales de fluorita de yacimientos de tipo MVT, de los afloramientos minerales de la Cuenca de Sabinas, son de acuerdo a la hipótesis propuesta en este trabajo, producto del cracking del aceite de la Formación La Peña, que entro en la ventana del gas y condensado a 48 Ma. Esto debió suceder, un millón de años después del uplift, tiempo suficiente para que el gas y condensado se almacenara en las trampas estructurales preexistentes, que posteriormente se fracturaran durante el evento tectonogenico laramidico, y se mezclaran con las salmueras mineralizantes que migraron hasta formaciones superiores y dieron origen a estos yacimientos minerales.

El aceite almacenado en sedimentos del Jurasico Tardío al Cretácico Medio, entró en la ventana del gas seco a 69 Ma., para La Casita y a la del gas y condensado a

48 Ma., para la Peña, migrando hacia trampas estructurales, que fueron creadas por el sistema de fallas del uplift laramidico, motivo por el cual en la Cuenca de Sabinas, el éxito exploratorio es mas recurrente en anticlinales, como el campo Pirineo, Merced, Monclova-Buena Suerte y Florida-Minero (Galindo-Torres *et al.,* 2006)

La erosión que ocasiono la Orogenia Laramide, se determino mediante el calibrado del modelo geoquímico en 1D, mostrando la desaparición de entre 1.2 y 2.2 km de sedimentos, que posiblemente almacenaran aceite en trampas estructurales preexistentes al uplift. La integración de datos geoquímicos, petrográficos y geofísicos, para construir un modelado geoquímico en 1D, permitió evaluar con mayor precisión, la génesis en cuencas sedimentarias.

7.4.3.2 Observaciones del modelo 2D y 3D

La investigación geoquímica y petrográfica en conjunto con el modelo geoquímico en 2D, para la Cuenca de Sabinas y en específico para el Bloque Pirineo, revelaron características del funcionamiento del sistema petrolero y génesis mineral, desconocidas hasta el momento. Los análisis geoquímicos indican la presencia de rocas madres que fueron muy productivas, y que por efectos del enterramiento, ahora se encuentran en su gran mayoría transformadas, sin embargo esta transformación y la historia tectónica de la cuenca ayudo a que se produjeran trampas estructurales, almacenando HC.

Esta sobre maduración de la materia orgánica en la Cuenca de Sabinas no permitió en otros estudios (Eguiluz, 2001, 2007; Román-Ramos y Holguín-Quiñónez, 2001), estimar los potenciales petroleros iniciales, por lo que en este trabajo los definimos por métodos alternos a partir de la conjugación de las técnicas discutidas en este trabajo, calculando que la principal roca madre La Casita, tenia un potencial de min. 3 y max. 6 en TOC°, con un IH° min. 250 y max. 500. y para la Formación La Peña su TOC° fue de entre 1.5 y 3, con un IH° min. 90 y max. 240. en cambio para la Formación Eagle Ford su TOC° fue de min. 1 y max. 2.5, con un IH° min. 50 y max. 200. Actualmente la madurez medida para las principales rocas madres varia para La Casita >2.5%Ro, La Peña >1.8%Ro y para Eagle Ford de 0.67 %Ro a 1.29 %Ro.

La cinética propuesta para la Cuenca de Sabinas, genera CO_2 en proporciones similares a las explotadas en los yacimientos probados de los campos productores, construida de acuerdo a; E (kcal/mol) = 55.68 – 75.68, A (s^{-1}) = $1.96e^{16}$ y un IH = 76.59. Para la generación de aceite; E (kcal/mol) = 46.50 – 62.50, A (s^{-1}) = $4.978e^{14}$ y un IH = 256.41. Para la generación de CO_2; E (kcal/mol) = 46.50 – 56.50, A (s^{-1}) = $4.956e^{12}$ y un IH = 37. La generación de HC en la Cuenca de Sabinas, alcanzo en su gran mayoría el cracking secundario, produciendo gas y condensado en la parte NE de la cuenca y gas seco en las zonas en casi la totalidad de la cuenca.

Los reservorios con aceite, se transformaron por cracking secundario, debido a su enterramiento y aumento de la temperatura, esto se observa en el alto %Ro medido en la materia orgánica de las rocas madres. Los sedimentos con mayores probabilidades de éxito, definidos en el modelo geoquímico 2D son; La Casita, Padilla, La Virgen y La Peña. La presión promedio de migración durante la etapa de uplift a 49 Ma fue de 550 bar en la Formación La Casita, mientras que para la etapa de relajación del uplift fue de 290 bar a 36 Ma en la Formación Padilla.

Las temperaturas de los fluidos al momento de la migración estuvieron siempre en rangos de 140°C a 200°C. Esta presión motivo los eventos de migración mostrados en el modelo geoquímico 2D, así como los fenómenos fisicoquímicos de sulfato reducción, que dieron origen a las transformaciones diagenéticas de las formaciones en la cuenca (Martínez *et al*., 2009), y a la aparición de formaciones mineralizadas de tipo MVT, que atraparon HC que se adhirieron a estas salmueras a su paso por los almacenes que los contenían, atrapando inclusiones fluidas con HC en minerales de Fluorita encontrados en afloramientos en las cercanías a las fallas La Babia y San Marcos.

La interpretación sísmica sugiere, que el sistema de fallas controlo completamente durante el uplift, la acumulación y migración de los HC. Generalmente, parece haber conexión entre el basamento y los reservorios de HC, esto por las fallas profundas que aparecieron en la Orogenia Laramide, que fracturo el paquete sedimentario provocando una dismigración de HC hacia trampas estructurales creadas por el acomodo de horts y grabens de la cuenca. El paquete más productivo es la Formación La Casita, y esta a una profundidad de 3.5 a 4 km.

Las oportunidades exploratorias para la Cuenca de Sabinas y en especial para el Bloque Pirineo, se observan principalmente con objetivos en las formaciones La Casita, Padilla, La Virgen M1 y La Peña, aunque es indispensable un estudio detallado en 3D de una posible campaña exploratoria en un área pequeña, con el fin de prevenir el riesgo de producción de CO_2 por conexión de fallas profundas, que comunican el basamento con los almacenes.

Finalmente la correlación de datos geoquímicos contra datos geofísicos en el balance de reservas, nos muestra una coherencia entre los prospectos identificados por ambas técnicas, donde la técnica geoquímica en 2D, muestra prospectos que no fueron identificados por el tratado geofísico, por lo que es indispensable combinar en futuros trabajos ambas técnicas, para definir con mayor precisión los campos exploratorios en sitios con menor incertidumbre.

Sin embargo, cabe señalar que la Cuenca de Sabinas, almacena de forma natural en el área Minero-Florida del Bloque Pirineo, grandes cantidades de CO_2 (Martínez *et al.,* 2009), por lo que el echo de que la cuenca no cuente actualmente con inmensas reservas probadas de CH_4, no es del todo grave, al contrario, es una oportunidad para probar la cuenca como almacén artificial de CO_2.

Existe entonces la posibilidad de utilizar los reservorios vacíos, para la inyección de CO_2, con una capacidad de almacenar aproximadamente $4.63x10^9$ m^3, calculada a groso modo en los modelos 3D (Surfer® V8) para las Formaciones; La Casita, Padilla, La Virgen M1 y La Peña. Ahora bien, si naturalmente esta almacenado este gas, acumulando altas presiones (p.e. Capitulo 4), es posible utilizar el sello Barril Viejo-Menchaca, La Virgen M2 al M5, Eagle Ford y Olmos, para contenerlo en las trampas existentes que infrayacen a estas.

Tercera Parte: Sintesis

Capitulo 8

Origen y distribución de las interacciones agua-roca-hidrocarburos de tipo BSR-TSR, en el Bloque Pirineo de la Cuenca de Sabinas, NE de México

8 Origen y distribución de las interacciones agua-roca-hidrocarburos de tipo BSR-TSR, en el Bloque Pirineo de la Cuenca de Sabinas, NE de México.

La Cuenca de Sabinas, como ya se dijo en la introducción de esta memoria, es una provincia importante en la producción industrial de gas natural en el Noreste de México, pero su importancia radica no solo por la producción de gas, sino por sus acumulaciones minerales que tienen su origen en interacciones-agua-roca, y en algunos casos presencia de hidrocarburos.

En este capitulo se presentan, las características más importantes de esas interacciones, considerando que los mecanismos de las reacciones químicas encontradas en la literatura, contemplan etapas de formación - acumulación y/o destrucción de los gases CO_2-CH_4-H_2S en solución acuosa.

Con el fin de estudiar el comportamiento de estos gases, durante la historia diagenética específicamente del sector del Bloque Pirineo, se propone la aplicación de algunos de los resultados geoquímicos y petrográficos realizados por los estudios de modelado geoquímico.

Estos permitiran evaluar y estudiar el comportamiento termodinámico de los sedimentos, y su interacción con la paleocirculación del agua y los fluidos magmáticos. Poniendo énfasis en las transformaciones físico-químicas de un sistema petrolero de tipo rocas madres, rocas almacén y sello que funciona eficientemente, debido a las interacciones sulfato-reductoras, de tipo BSR y TSR (Figura VIII.1).

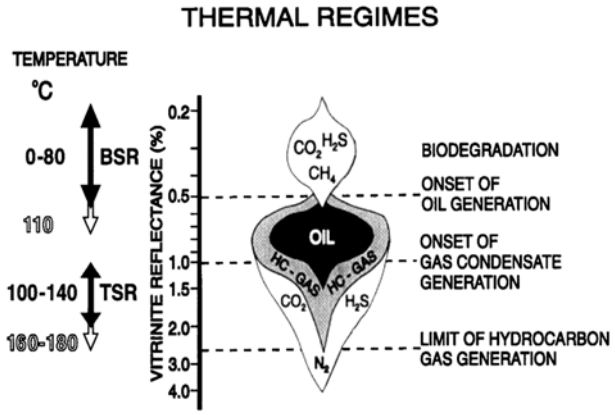


Fig. VIII.1. Regimenes de temperatura de las reacciones de sulfato-reducción de tipo BSR-TSR. Tomado de Machel (2001).

La intensa cimentación de calcita observada en los sedimentos carbonatados de la Cuenca de Sabinas, nos indica procesos diagenéticos tardíos producidos a la vez por enterramiento profundo de hasta 8 km, y un aumento de la temperatura de hasta 220°C. Esto sucede alrededor de los 49 Ma en la roca madre La Casita, de acuerdo con los resultados de los modelos geoquímicos (1D, 2D y 3D), calibrados térmicamente con el %Ro y condiciones mínimas de atrapamiento PTX, de inclusiones fluidas, descritos en el Capitulo 7.

Las altas presiones encontradas por el modelado geoquímico, producto de una intensa tectónica y una importante carga lithostática, son producto del enterramiento máximo que alcanzo la cuenca. Estas están en acuerdo con la evolución de temperaturas propuestas en esta cuenca de ante-país, que tuvo una importante evolución térmica de tipo rift.

Esta temperatura provoco la transformación de una mezcla de materia orgánica Tipo II y III, generando aceite y gases en el curso de su historia diagenética. Estos fluidos junto con el agua, y los gases como el CO_2 y el H_2S, reaccionaron con la roca durante la migración de hidrocarburos en la cuenca.

En este capitulo se presentara, la distribución de la porosidad y de la saturación del agua en conjunto con los análisis mineralógicos de los sedimentos de cada una de las formaciones. Esto nos permite de inferir las reacciones químicas de estos sedimentos con los fluidos circulantes durante las fases tectónicas de enterramiento y uplift en la cuenca.

Se necesita tomar en cuenta que en este tipo de reacciones el CO_2, que fue originado en primer término como un producto de la maduración orgánica como lo muestran los modelos geoquímicos, sin embargo para esclarecer su alta concentración y los resultados de los isótopos en el área estudiada (Minero-Florida del Bloque Pirineo), en este capitulo también se proponen otros orígenes.

El H_2S por su parte, es considerado como un gas de varios orígenes (magmático, mineral, orgánico y producto de la TSR), debido a las altas concentraciones de anhidrita, barita y celestita, donde este debe participar activamente en la formación

de los sellos (o la destrucción de estos), que permitieron la acumulación (o la pérdida) de los hidrocarburos.

Los resultados de las inclusiones fluidas, van a ser utilizados para describir las interacciones, producto de esta pronunciada interacción agua-roca-hidrocarburos y los gases magmáticos.

Los resultados muestran la importancia de reacciones de interacción agua-roca en donde la sulfato-reducción participa durante la génesis térmica de la materia orgánica.

Estos resultados se presentan en tres partes;

- Distribución de la porosidad y de la saturación de agua
- Interpretación del sistema Petrolero considerando la interacción del agua y los gases CO_2-H_2S.
- Interpretación de la evolución de los Isótopos $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ del gas y la roca.

8.1 Distribución de la porosidad y de su saturación en agua

Las porosidades y permeabilidades fueron interpretadas a partir de la información de logs, tomados para algunos de los pozos del Bloque Pirineo, (Figura VIII.2), construyendo mapas de isovalores, donde podemos comparar la distribución geográfica actual, en la variación espacial de la porosidad y la Sw.

Las rocas madre, sello y almacén, específicamente del Bloque Pirineo, presentan porosidades relativamente bajas que van de un máximo de 8% a un promedio de 3%, con una saturación de agua que puede llegar hasta el 90%. Esto podría ser una indicación importante no solamente de las interacciones agua-roca sino también de la acumulación de gas en la porosidad y en el agua.

Claro esta que la solubilidad de este gas, es variable no solamente por la salinidad, sino también por su composición variable en función de la profundidad y por consecuencia de su temperatura y presión en la cuenca. Las temperaturas de fondo

de los pozos para la Formación La Casita, no rebasan los 140°C actualmente, con una saturación de agua promedio de 40%.

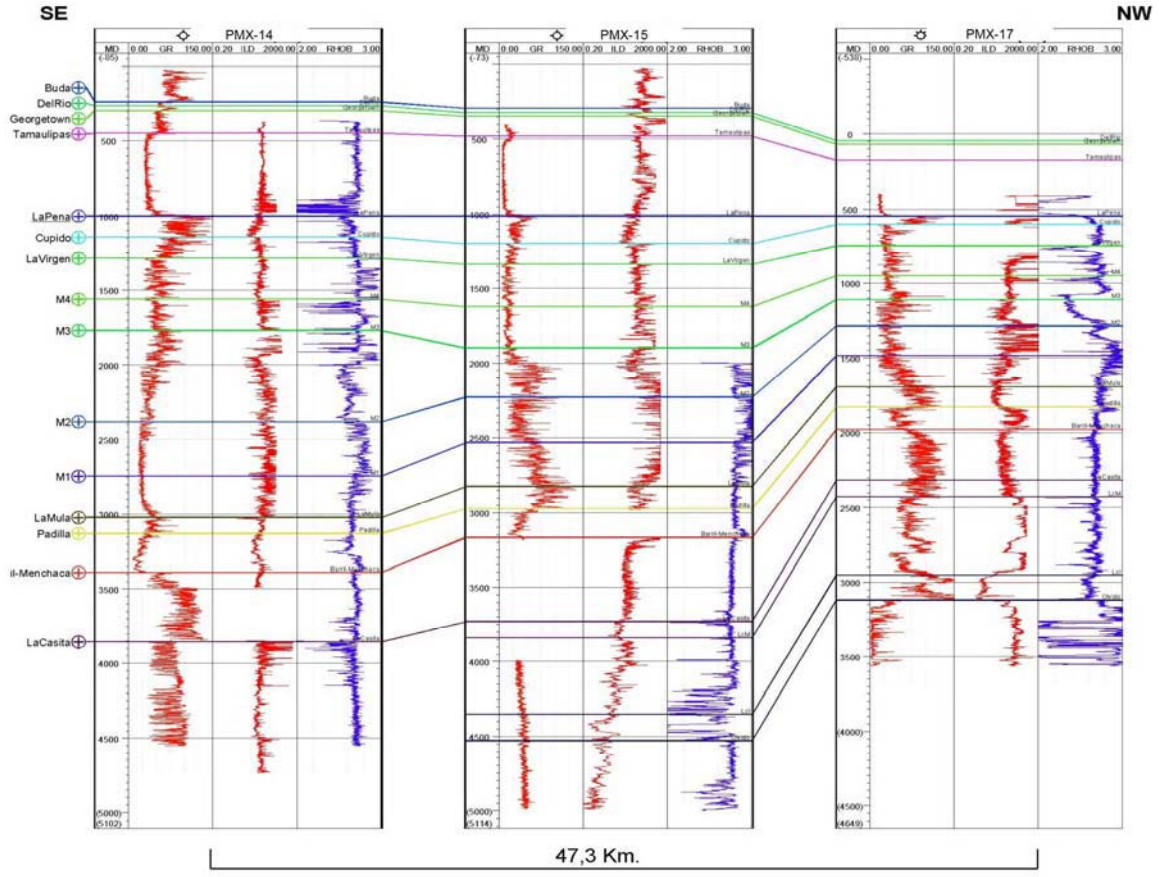


Fig. VIII.2. Sección estratigráfica entre las estructuras del Bloque Pirineo. Tomada de (ODT-CET-007-06)

En los mapas de isovalores, se pueden observar claramente como no existe una tendencia de distribución de porosidad con respecto a la saturación del agua en cada una de las formaciones sedimentarias, esto es debido a que la porosidad de la Cuenca de Sabinas, se origino en tres etapas que fueron modificadas durante la migración y la carga de los almacenes.

La porosidad primaria, fue aparentemente totalmente destruida, por procesos diagenéticos de superficie, que dieron lugar a formaciones de cemento calcítico (Figura VIII.3).

De acuerdo a lo observado por MEB, este cemento posteriormente se transforma parcialmente en dolomita (Figura VIII.3).

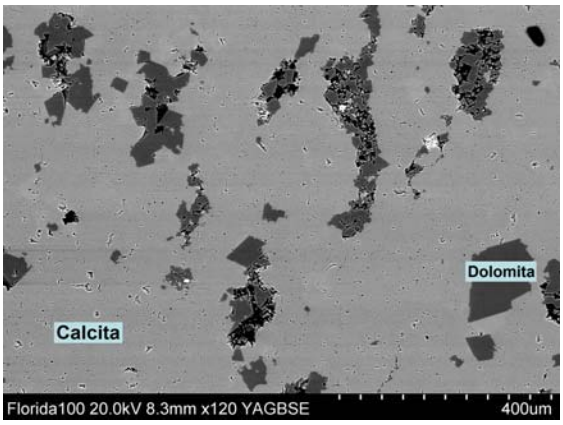


Fig. VIII.3. Microfotografia que muestra la formación diagenética de porosidad a baja temperatura, por medio del reemplazamiento de la dolomita en la calcita, observada a 1920 m en sedimentos de la Formación La Virgen del pozo PMX-92, del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas. Foto Camacho-Ortegón, 2007.

Esta transformación que deja un aumento de porosidad de 14%, se efectúa en la Cuenca de Sabinas en un ambiente reductor, donde la actividad biogénica (BSR) permite la precipitación de la pirita framboidal (Figura VIII.4).

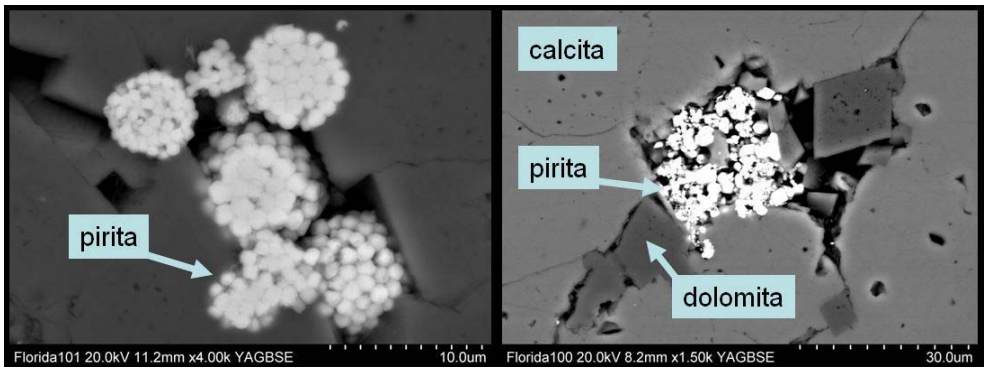


Fig. VIII.4. Microfotografias, que muestran la formación de pirita framboidal de baja temperatura, durante la formación de dolomita, observada a 1920 m en sedimentos de la Formación La Virgen del pozo PMX-92, del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas. Foto Camacho-Ortegón (2007).

Este ambiente reductor permite la preservación de la materia orgánica, y marca el principio de la formación de los almacenes a baja temperatura con una microporosidad secundaria observada, debido a la transformación de la calcita en dolomita (Figura VIII.4).

Es necesario decir que en la literatura, las observaciones concernientes a esta transformación de sulfato – reducción de tipo BSR, se realizan a temperaturas moderadas de inicio de la ventana del aceite. Esto corresponde a temperaturas de entre 60°C a 80°C, que permiten la actividad de ciertas bacterias en condiciones extremas (Fig. VIII.5).

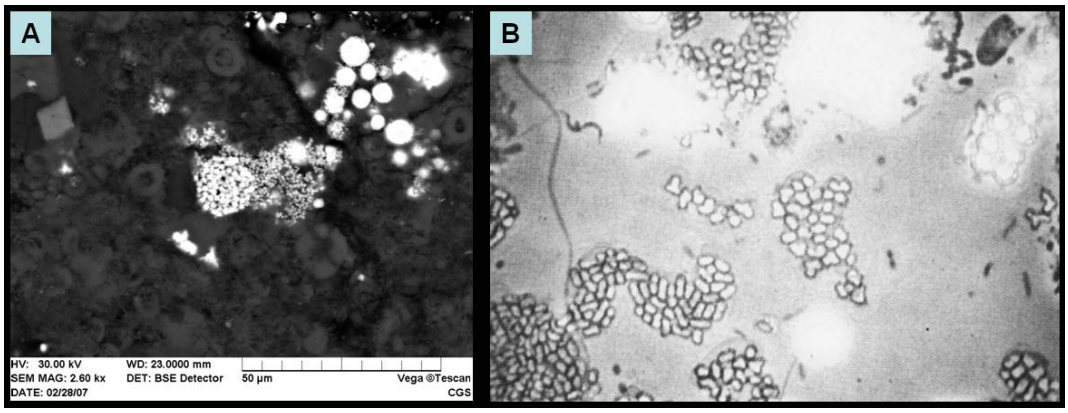


Fig. VIII.5. Comparación entre la pirita framboidal precipitada por la BSR en la Cuenca de Sabinas y la pirita de formación biogénica reportada en la literatura por Machel en el 2001. A) microfotografía que muestra la actividad bacteriana, con precipitaciones de piritas framboidales, en la Formación La Peña a 1130 m del pozo PMX-237, Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas, Foto Camacho-Ortegón, 2007 B) fotomicrografía en contraste, de los gránulos microbianos en formaciones intracelulares con azufre elemental, observado en sedimentos del lago Miette Hot Springs, Alberta, Canada. Tomada de Machel (2001).

Un poco mas tarde, después de que el enterramiento máximo ocurre, el evento laramidico crea un sistema de fallas y plegamientos, fracturando las formaciones y formando microporosidades, también por medio de la circulación de fluidos y las interacciones agua-roca-CO_2-H_2S-CO_2-hidrocarburos.

Estos caminos de migración sirvieron de comunicación durante la carga de los almacenes. Es por este último acontecimiento, que la Cuenca de Sabinas sigue una distribución de porosidad Sw, como se muestra en las figuras. VIII.6 y VIII.7.



Fig. VIII.6. Fotografía de núcleo C6-N1, correspondiente al pozo PMX-92, Formación Padilla. Se determina como roca Mudstone de color gris claro, compacto con masivo de textura criptocristalina, ligeramente arcilloso, con fracturas y líneas estilolíticas rellenas de calcita. Foto Camacho-Ortegón (2007).



Fig. VIII.7. Fotografía de núcleo 1, correspondiente al pozo PMX-88, intervalo 2661-2662, Formación Padilla. Se determina como Mudston anhidritico, de color gris claro, textura criptocristalina, masivo, presenta fracturas rellenas de anhidrita de color blanco, con azufre. Foto CoreLab Archivo PEMEX 107207F.

La roca madre la Casita nivel inferior y nivel medio (Figuras. VIII.8, VIII.9a, b), presentan buenas porosidades y bajas saturaciones de agua hacia el centro del bloque y Suroeste.

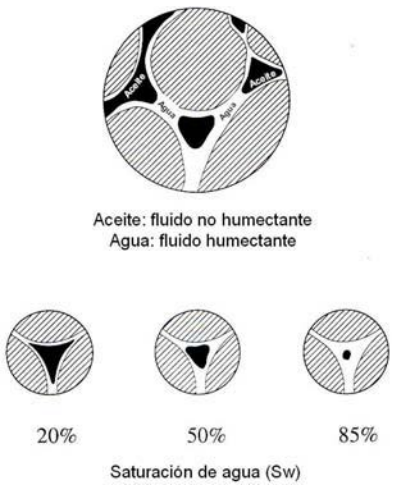


Fig. VIII.8. Esquema de la saturación del agua en la porosidad. Modificado de Durand Ed. (1980).

Esta saturación de agua, disminuye en estas formaciones cuando aumenta la porosidad (Figura VIII.9), lo que la hace más atractiva la exploración de nuevos campos hacia estas direcciones. La cima de esta Formación son lutitas de espesor menor a 100 metros, y se encuentra en conjunto con calizas arcillosas de la base de la Formación Menchaca, con espesor mayor a 100 metros.

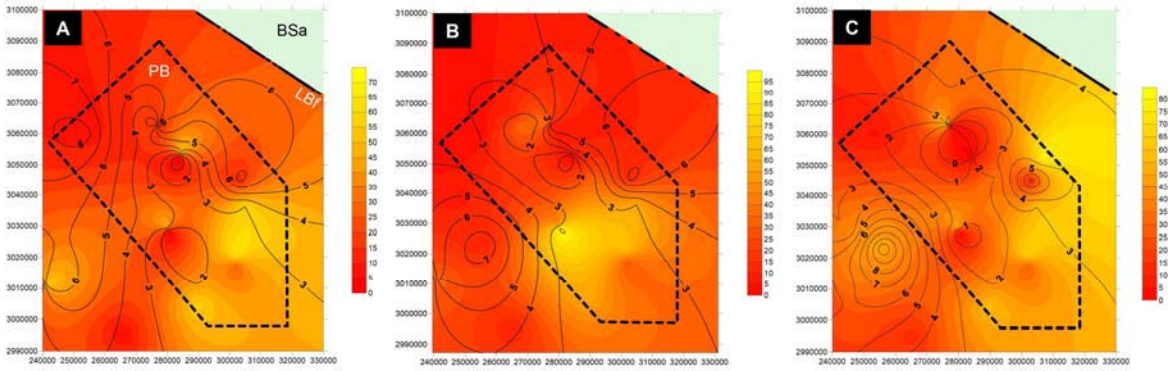


Fig. VIII.9. Mapa de isovalores, que muestra en tonos amarillo y rojo, la saturación de agua y en isolineas la porosidad. Abreviaciones; A; La Casita Inferior, B; La Casita Medio, C; La Casita Superior, BSa; Archipiélago Burro Salado, LBf; Falla de La Babia, PB, Bloque Pirineo.

Esto quiere decir que la porosidad más pequeña tiene menos gas (CH_4) y más agua (CO_2) como se muestra en la figura VIII.10. En efecto, esto es si consideramos que los hidrocarburos están en este gas acompañados de CO_2 y sin aceite, pues la migración de acuerdo al modelo cinético se realiza después del cracking secundario.

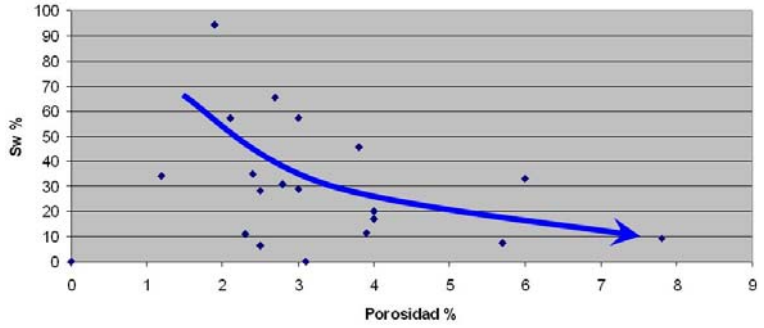


Fig. VIII.10. Disminución de la saturación del agua (Sw%) con el aumentó de la porosidad, para la Formación La Casita Nivel Medio, del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas.

La realidad es que el CO_2 va a aumentar su solubilidad con la temperatura de una manera más significativa que el metano. En este caso el CO_2 migra con el agua como en una gaseosa e impregna la roca asegurando con su mojabilidad el contacto. El metano al contario tiene un contacto mínimo con la roca lo cual asegura la interacción con este solamente en el caso en que la reacción de TSR lo necesita.

Sin embargo condiciones de alta presión superiores a 1000 bar y temperaturas probablemente supercríticas para el sistema, se observaron en las inclusiones fluidas de alta densidad encontradas en la Formación Padilla del Bloque Pirineo (Fig. VIII.11; Anexo 9).

Nótese como al disminuir la temperatura hasta -94°C, el gas alcanza su punto de fusión, cambiando de un estado gaseoso a liquido, lo cual indica una alta concentración molal en sal y CH_4. El descubrimiento, de la existencia de este fenómeno tan peculiar, es la primera vez que se documenta para la Cuenca de Sabinas, mostrando que estas inclusiones se formaron cuando las rocas estaban sobrepresurizadas en el momento de la circulación de los paleofluidos, como lo sugiere González-Partida (2008b), para inclusiones similares en yacimientos de hidrocarburos en el sureste mexicano.

Las temperaturas de homogenización en estas inclusiones, son superiores siempre a los 300°C, lo que indica que existió una sobre presurización, producto de una liberación de energía que pudo provenir de un movimiento tectónico, que dejase escapar el vapor de agua marina de una placa en subducción. Por lo tanto las

condiciones PTX de estas inclusiones, no pueden ser consideradas con el fin de calibrar el modelo geoquímico y sus etapas de migración de hidrocarburos.

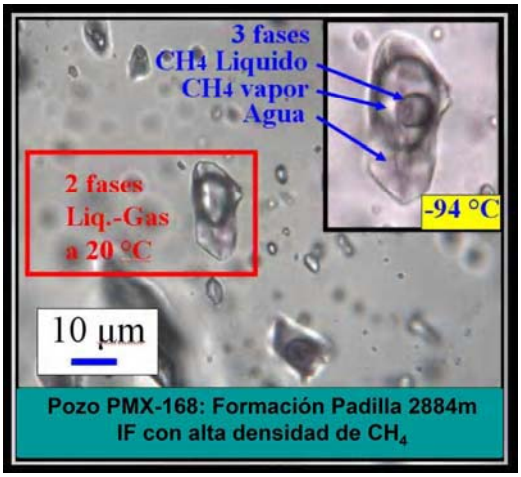


Fig. VIII.11. Microfotografía, que muestra las imágenes tomadas durante la caracterización por termometría, a una inclusión fluida de alta densidad de CH_4, que fue atrapada en condiciones extremas de PTX. Foto Camacho-Ortegón (2008).

Si consideramos las propiedades de densidad y mojabilidad entre el agua el gas y el aceite, en realidad este ultimo estaría en contacto con la roca durante el cracking secundario como lo muestra el esquema de la Fig. VIII.12. En el caso claro esta en que se tiene una proporción de aceite mas débil que la del gas.

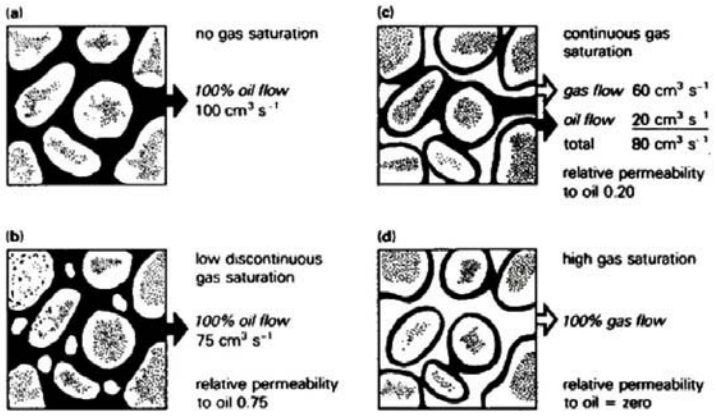


Fig. VIII.12. Esquema de permeabilidades relativas entre agua - gas - aceite, Tomada de Durand Ed. (1980).

Esto hace pensar, que los pirobitumenes que se pudieran encontrar en rocas madre, tendrían que estar en contacto con la roca sin tener precipitaciones de inclusiones fluidas entre la roca y ellos.

Esto se confirma frecuentemente, en las observaciones petrográficas realizadas en microscopia óptica en reflexión (Fig. VIII.13), como las que reporto Piedad-Sánchez *et al*., (2007).

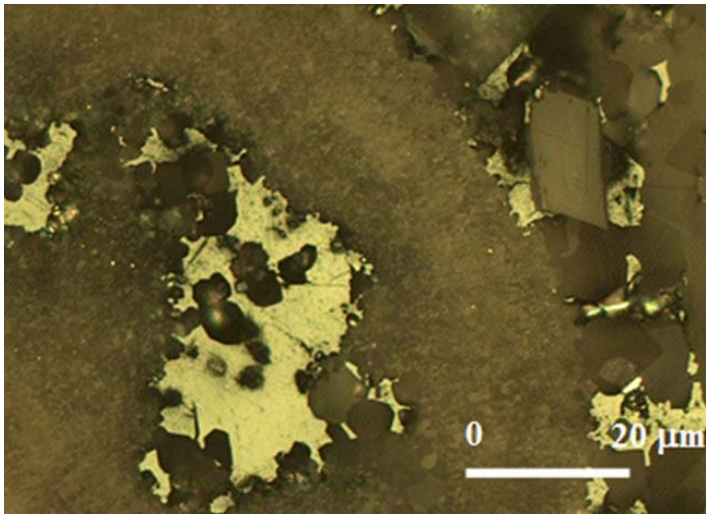


Fig. VIII.13. Llenado de la porosidad por pirobitumenes anisotrópicos que muestran la transformación del aceite en gas, observado en la Formación La Casita del pozo PMX-38. Foto Piedad-Sánchez (2004).

La parte que corresponde a la Formación La Casita nivel superior (Figura. VIII.9c) podría funcionar también como sello, este parece ser muy efectivo con valores de porosidad 0% a 4% en promedio, y teniendo 0% porosidad hacia el área Minero Florida- Merced.

Esta correlación, nos indica que la roca madre La Casita, funciono por lo menos durante un tiempo como almacén, teniendo ella sola el sistema petrolero completo *roca madre - almacén - sello*. Con respecto a la Formación Barril Viejo-Menchaca que subrayase a la Formación La Casita. Esta acumula poca agua, y tiene saturaciones en el Bloque Pirineo que van de buenas a excelentes, cubriendo casi el 50% del bloque con menos de 10% de saturación.

Esta formación es un excelente paquete sedimentario en el centro del Bloque, en ese sector ella presenta porosidades de 0% a 2%. Para el sureste en el Play Pirineo presenta también baja porosidad funcionando como sello, al igual que La Casita Superior.

Esta formación presenta el mismo fenómeno de disminución de Sw con el aumento de la porosidad, considerando en general que esta porosidad es más débil y en consecuencia, más rica en CO_2 que la de La Casita (Figura. VIII.10, VIII.14).

La Formación La Virgen M1, tiene porosidades relativamente bajas, pero la fracturación en el play Pirineo, es el que permitió que se comunicaran los almacenes en esta formación (Figura VIII.15).

Además la Formación La Virgen M2 a M5, presentan porosidades regulares, lo que nos permite asumir que en conjunto el paquete puede contener los hidrocarburos, para considerar esta en el Play Pirineo, como una área de oportunidad exploratoria (Figura VIII.16; La siguientes figuras muestran en tonos amarillo y rojo, la Sw y los isovalores representan la porosidad).

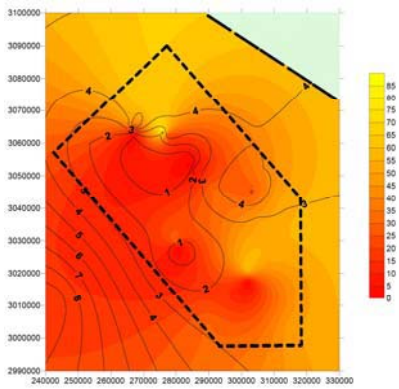


Fig. VIII.14. Mapa de isovalores, que muestra la Formación Barril-Viejo/Menchaca, funcionando en el sistema petrolero como sello. En este mapa se aprecia como la porosidad disminuye hacia el sur del bloque, mientras que hacia el norte la saturación de agua alcanza casi 85%.

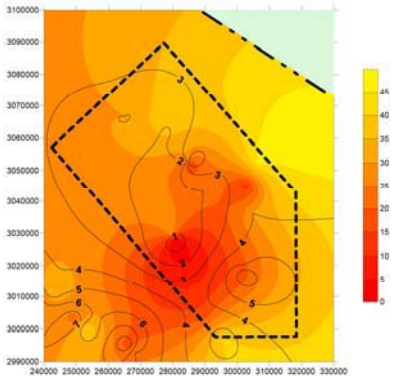


Fig. VIII.15. La Formación La Virgen M1, presenta en el play Pirineo baja porosidad, pero también existe baja Sw para el play Gato, que tiene mas porosidad y la Sw aumente un poco hasta 10%.

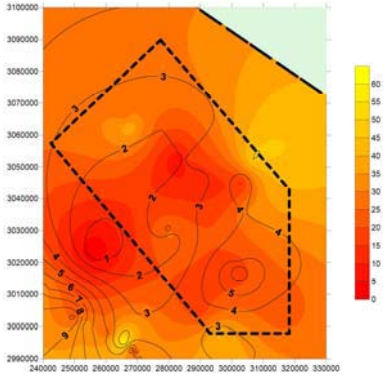


Fig. VIII.16. El nivel La Virgen M2 a M5, tiene buenas características para considéralo un excelente sello en el bloque Pirineo. En el área más productiva del Bloque, los Plays Pirineo-Merced, se observan porosidades relativamente bajas con un máximo de 3%. La Sw, esta de buena a excelente, ya que se tienen saturaciones máximas en esas áreas de 20%, lo que nos hace pensar que la circulación de fluidos esta cambiando constantemente.

La Formación La Peña, es de acuerdo al mapa de porosidades, un buen almacén y roca madre, con porosidades de 3% a 5%, cerrando el flanco del Play Gato con 5%, y Pirineo con 3.5%. Al contario, esta formación para el área Minero-Florida, las condiciones presentan el problema de una Sw, con más de 40%. (Figura VIII.17).

Hay que recordar que esta formación es relativamente delgada en espesor, y como almacén, tiene poco potencial productor, comparándola con los Plays La Casita y La Virgen M1.

La Formación Tamaulipas Superior es considerada algunas veces como el sello de Padilla, sin embargo esta tiene porosidad en promedio 3%, llegando hasta 6% en la parte suroeste del bloque. (Figura VIII.18).

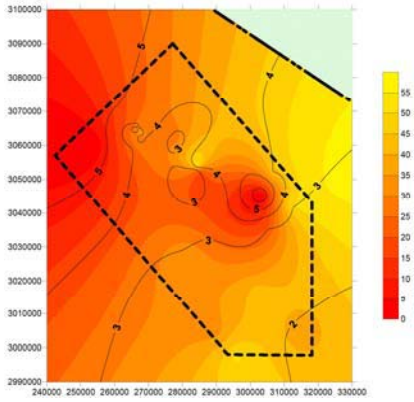


Fig. VIII.17. Mapa de isovalores, que muestran las porosidades y Sw, de la Formación La Peña, para el Bloque Pirineo. Tonos = %Sw; isovalores = porosidad.

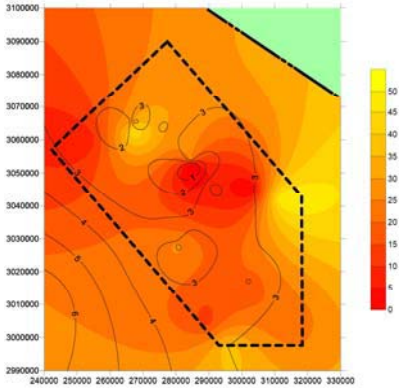


Fig. VIII.18. Formación Tamaulipas Superior.

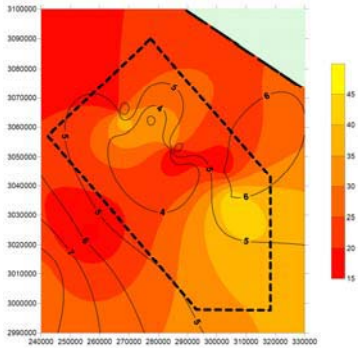


Fig. VIII.19. Formación Eagle Ford.

La Formación Eagle Ford tiene porosidades con mínimo 4 y máximo 6, saturaciones de agua relativamente bajas de 15% a 30%, lo que lo hace un buen prospecto, el problema es el sello, pues el nivel Austin y superiores están fracturados y el sistema de trampas no afecta notablemente a estos niveles. (Figura VIII.19).

La Formación Austin, no se pudo analizar de la misma manera que las anteriores, pues solamente se tenían 4 pozos para hacer correlaciones en el mapeo.

8.2 Evolución del Sistema Petrolero con la TSR

La distribución geográfica del sistema petrolero en el Bloque Pirineo, es variable de un sitio a otro, por lo que considerando estas variaciones no se puede definir un sistema petrolero único para toda la cuenca, pero si se puede inferir de la mejor manera, considerando la historia de producción de pozos, para considerar un sistema petrolero estable, solo en las zonas donde no exista información petrográfica por DRX, que nos permita definir el sistema petrolero con mayor exactitud.

El estudio de las muestras con difracción de rayos X (DRX), aplicados tanto a esquirla como a núcleos nos muestra la distribución mineralógica, para cada pozo estudiado (Figura VIII.20, a, b; Anexo 13).

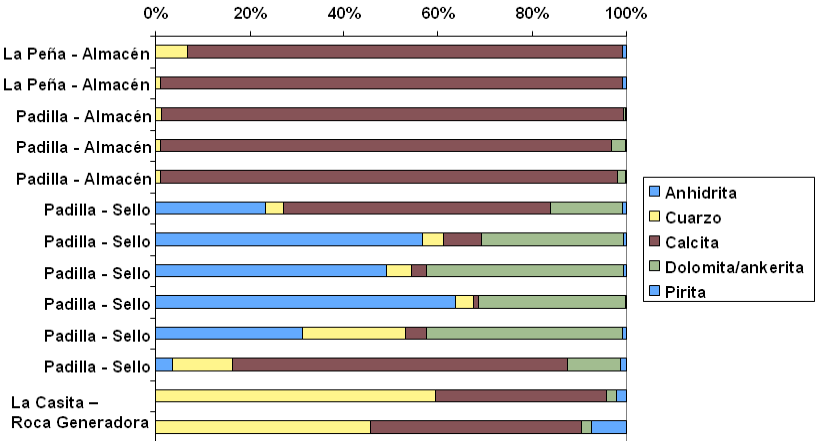


Fig. VIII.20a. Sistema petrolero del pozo PMX-17, que muestra como la Formación Padilla, acumula grandes concentraciones de anhidrita, razón que lo vuelve un buen sello. Esta acumulación se debe a la interacción agua-roca, en relación a su composición mineral inicial. Tomado de Piedad Sánchez *et al.,* (2007).

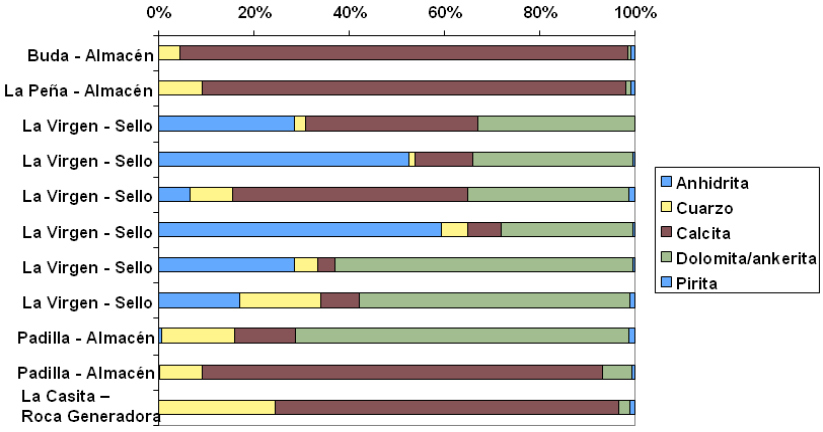


Fig. VIII.20b. Sistema petrolero del pozo PMX-38, que muestra como la Formación La Virgen acumula grandes concentraciones de anhidrita, ya que sedimento en sistema Sabka, razón que lo vuelve un buen sello. En relación al pozo Barroteran 1A, en este la Formación Padilla no contiene anhidrita por tanto se considera almacén. Tomado de Piedad Sánchez *et al.,* (2007).

Através de los DRX, se observa una intensa variación mineralógica entre los pozos y es debido en parte a la interacción agua-roca en ciertas formaciones. Claro esta que se debe tener en cuenta también el sistema de sedimentación carbonatada que nos marca una evolución de los bloques de Coahuila o Burro Salado hacia la plataforma, y hacia el mar abierto es donde la concentración de carbonatos disminuye. Sin embargo la reacción más importante de la formación de estos almacenes es la transformación de la calcita y de la dolomita (Figura VIII.20), las cuales intervienen en las reacciones de tipo TSR.

El análisis mineralógico nos lo señala, teniendo una correlación clara entre las proporciones de calcita en dolomita (Figura VIII.21). Claro esta que estas reacciones van acompañadas de la formación de otros minerales como; anhidrita, barita, estroncianita, fluorita, celestita, pirita no framboidal de alta temperatura, hematita, siderita, silicio, caolinita etc.

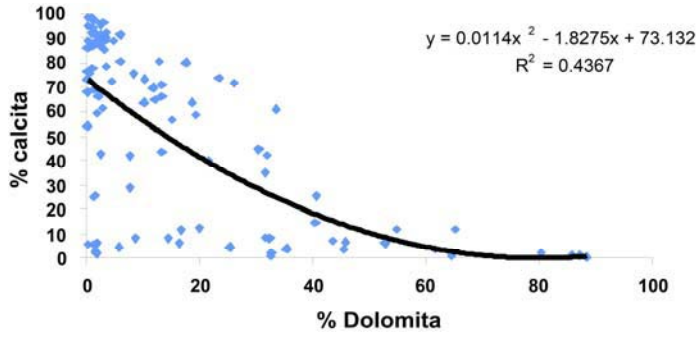


Fig. VIII.21. Grafica que muestra la disminución en porcentaje de calcita y la aumentación de dolomita, producto de la diagénesis BSR, y generación de porosidad en las formaciones del bloque Pirineo.

Estas reacciones son importantes en el tiempo pues nos cambian la cronología y el funcionamiento del sistema petrolero. Por ejemplo en las figuras VIII.20, a y b, podemos observar como cambian las posiciones de sello a almacén de la Formación Padilla, teniendo una transformación importante con una precipitación de anhidrita en el pozo PMX-17, con respecto al pozo PMX-38. Sin embargo en este ultimo esta anhidrita esta en la parte superior de la Formación La Virgen, señalándonos así que el parámetro principal en el control de la reacción es la temperatura.

Es necesario recordar que de acuerdo a la literatura, las reacciones de tipo TSR son conocidas como lo muestran los trabajos publicados por varios autores (Fig. VIII.22; VIII.28).

Eq. 1: $2CaSO_4 + C_2H_6 \rightarrow 2CaCO_3 + H_2S + S + 2H_2O$ (140°C) (Worden y Smalley, 1996)

Eq. 2: $HC + CaSO_{4(s)} \rightarrow$ alterated HC + solid bitumen + $CaCO_3 + H_2S + H_2O$ (160°C - 180°C) (Machel, 2001)

Eq. 3: $CaSO_{4(s)} + CH + H_2S \rightarrow CaCO_3 + CO_2 + S + H_2O$ (95°C - 105°C) (LIU Dehan *et al.*, 2006)

Eq. 4: $CaCO_3 + FeS_2 + H_2O + CH \rightarrow CaSO_4 + SiO_2 + H_2S + CO_2$

Fig. VIII.22. Algunas reacciones de tipo TSR, reportadas en la literatura.

La distribución del sistema petrolero en el Bloque Pirineo, depende entonces en gran medida en la interacción agua-roca, ya que esta determina la migración con efecto TSR con creación o destrucción de sellos y almacenes. En efecto, la precipitación o destrucción de anhidrita o cementación de carbonatos, puede rellenar las fracturas como se muestra en la Fig. VIII.23.

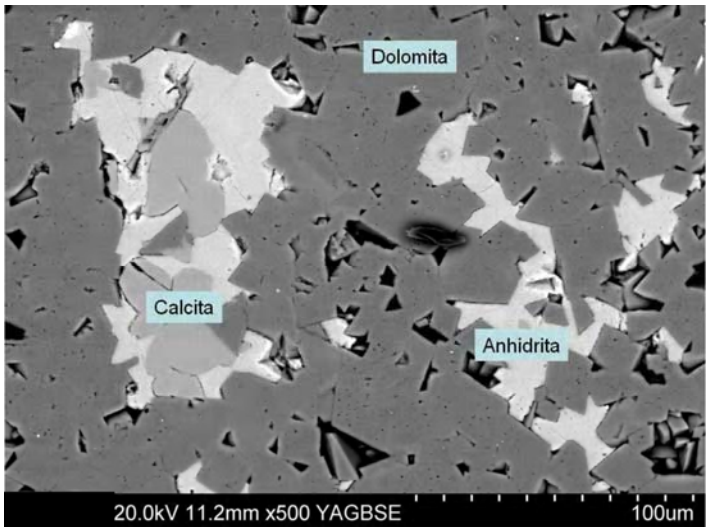


Fig. VIII.23. Microfotografía de MEB, pozo PMX-92, Formación La Virgen a 1920 m., donde se muestra una clara reacción TSR, así como el llenado de la porosidad de la dolomita con calcita. La calcita secundaria es posterior a la anhidrita. Foto Camacho-Ortegón (2008).

La precipitación de la calcita puede estar en relación directa con la temperatura, la formación de gas y los pirbitumenes como lo muestra la figura VIII.24.

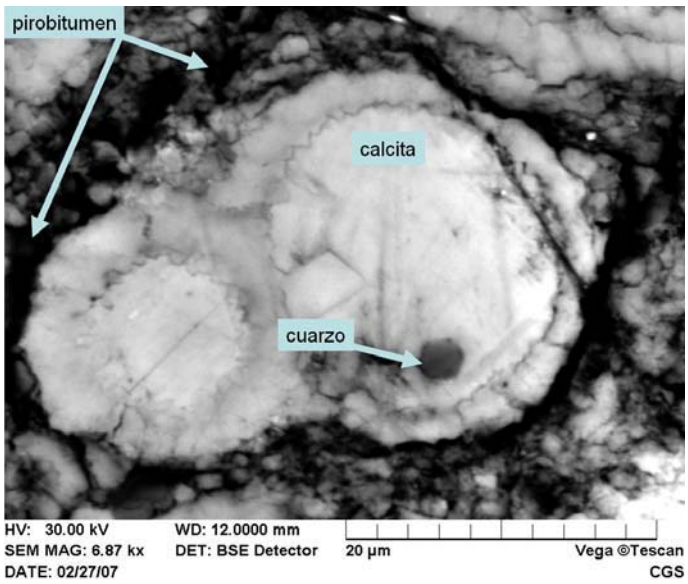


Fig. VIII.24. Microfotografia de MEB, pozo PMX-237, Formación Eagle-Ford a 340 m., con una clara reacción TSR que muestra la relación de contacto, entre el pirobitumen y la precipitación de la calcita secundaria, con la precipitación de cuarzo posterior a la calcita. Foto Camacho-Ortegón (2007).

8.2.1 Distribución de los sellos

Considerando estas observaciones podemos decir que en la Cuenca de Sabinas es complicado el definir específicamente y con claridad, que formaciones representan las rocas reservorio y los sellos actuales.

Sin embargo su cronología de funcionamiento, podría analizarse, como propone Bildstein *et al*., (2001), donde un modelado de la TSR (Figura VIII.25), puede ayudar a comprender mejor, el funcionamiento geoquímico y termodinámico de la cuenca.

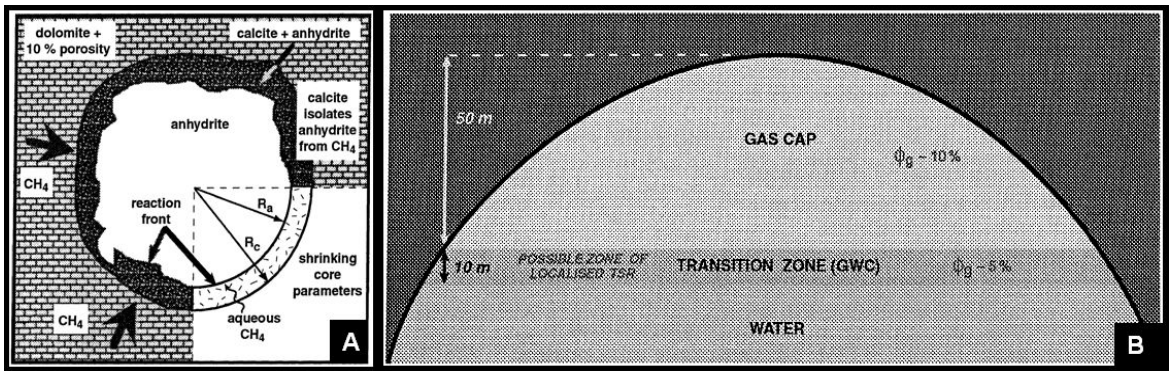


Fig. VIII.25. Esta figura muestra el frente de transición de una TSR (Bildstein *et al.,* 2001), en combinación con los HC, así como la reacción en los poros de un reservorio carbonatado con presencia de anhidrita. **A)** Evolución de texturas minerales durante la TSR (modificada de Worden y Smalley, 1997), y parámetros para el modelo base. La figura muestra los precipitados de la calcita por TSR como frente, y del borde hacia el centro del nódulo, rodeando la anhidrita y aislándola del metano. El metano acuoso tiene que interactuar a través de la calcita, para llegar a la localización de la reacción en la superficie de la anhidrita. **B)** Vista esquemática de un depósito del gas con tres zonas: roca reservorio de gas con agua residual, zona de la transición en la zona de la transición del agua-gas (GWC), y la zona del agua. Según Machel *et al.,* (1995), la TSR puede ocurrir preferencialmente, dentro de la zona de la transición debido a la coexistencia del gas con una suficiente cantidad de agua (incrementando la residual, con la saturación completa hacia abajo en la zona de transición). Según las dimensiones del depósito y el contenido de gas en cada zona, la zona de la transición del agua-gas representa solamente, cerca del 10% del gas y de la anhidrita dentro del depósito.). Abreviaciones; Ra = radio del frente de reacción en la anhidrita; Rc = radio de la zona de transición (reacción agua-gas) hacia la pared de calcita. (p.e. Bildstein *et al.,* 2001).

8.2.2 Formación de trampas

Las trampas a la escala de la cuenca se originaron a causa de la deformación de la Orogenia Laramide, que comprimió el paquete sedimentario, formando trampas anticlinales.

Este grado de deformación, genero comunicaciones entre poros por medio de fracturas naturales para los niveles La Casita, pero la deformación también fracturo algunos sellos y almacenes (Eguiluz de Antuñano, 2007).

Sin embargo las transformaciones diageneticas TSR permitieron que algunos niveles almacenes se transformaran en nuevos sellos siguiendo transformaciones de sulfato reducción en donde la anhidrita toma un papel muy importante (Machel, 1998) de interacción-agua-roca-hidrocarburos (Figura VIII.26).

Las anhidritas y arcillas con más de 200 metros brutos de la Formación La Mula, constituyen algunas veces el sello para el reservorio Padilla (Eguiluz de Antuñano, 2007).

Para el miembro productor de La Virgen, se toma como espesor bruto de roca sello, la distribución del miembro evaporítico (Márquez-Domínguez, 1979), que sobreyace inmediato al miembro almacén.

Los sellos se pierden con el cambio de facies hacia terrígenos marginales, principalmente en la Isla de Coahuila, mientras que también se pierde el sello hacia el borde de la plataforma lagunar, limitada por el Arrecife Cupido. (Eguiluz de Antuñano, 2007).

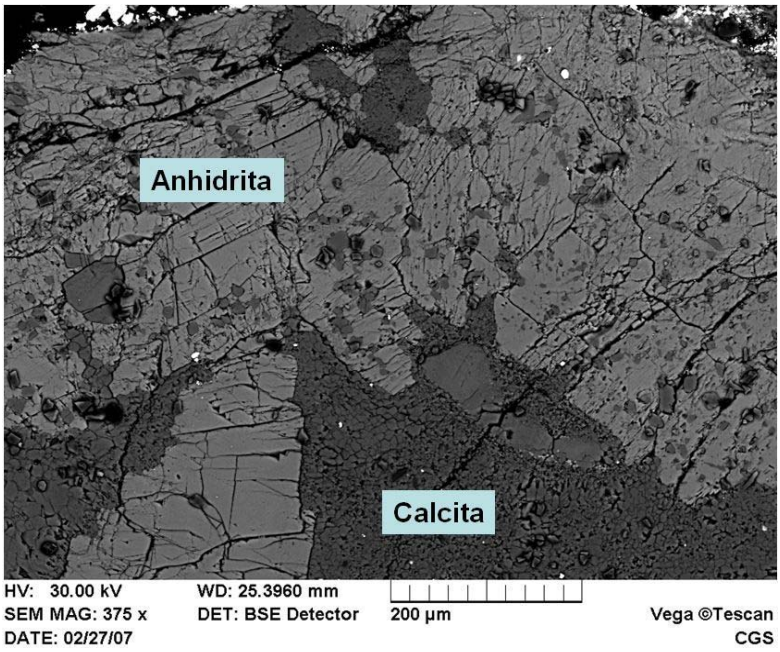


Fig. VIII.26. Microfotografía de MEB, pozo PMX-237, Formación La Virgen M2 a 1870 m., Cuenca de Sabinas. En esta imagen se observa claramente la interacción agua-roca, donde existen precipitaciones de calcita y en menor proporción dolomita, producto de la reacción TSR entre los minerales, la anhidrita e hidrocarburos. Foto Camacho-Ortegón (2007).

8.2.3 Funcionamiento de los almacenes

Con respecto a los almacenes, La Formación la Virgen esta dividida en cinco niveles, y el Nivel I es la única roca almacén considerada a escala de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2007).

Esta afirmación se debe a que esta formación esta constituida por una roca que presenta transformaciones entre la calcita y la dolomita, con un moderado potencial de almacenamiento (Figura VIII.27a). Las porosidades medidas van 6% a 8%, y se encuentra subyaciendo los otros cuatro niveles de La Virgen. Estos están considerados como un excelente roca sello, que difícilmente puede fracturarse, por su alto contenido en anhidrita.

Esta anhidrita neoformada que llena la porosidad y fracturas en la roca almacén también se encuentra en la formación Padilla en las fracturas algunas veces llenadas al mismo tiempo con arcillas y cuarzo (Figura VIII.27b).

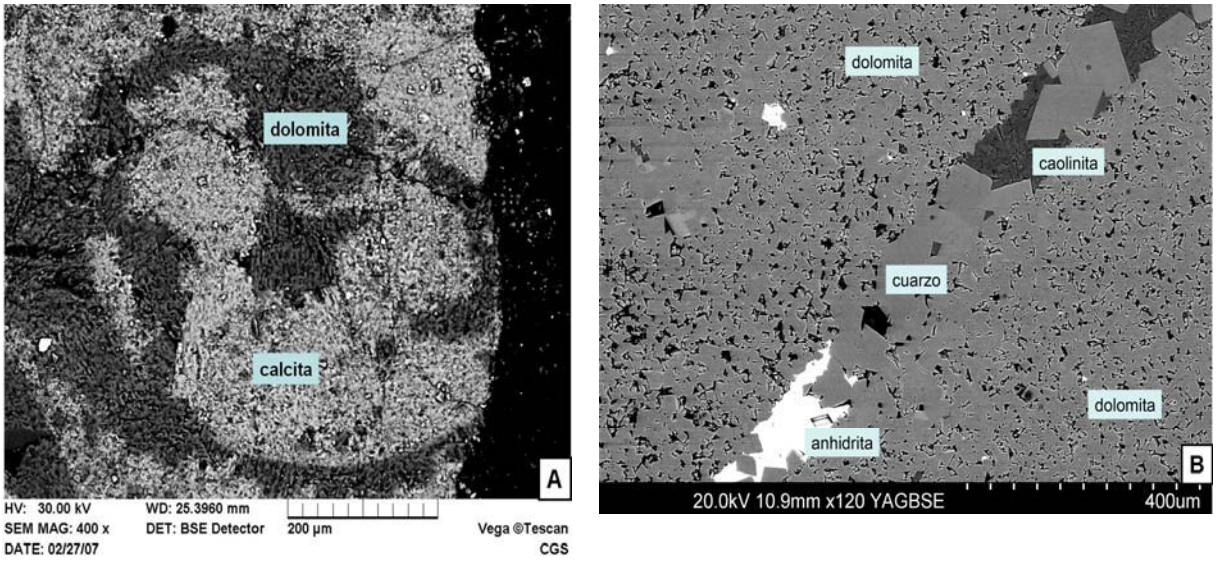


Fig. VIII.27. Microfotográfica de MEB, que muestran las transformaciones de tipo TSR, entre la calcita y la dolomita, así como la precipitación mineral en fracturas de la roca, cementando anhidrita secundaria interactuando con cuarzo y caolinita. A) Pozo PMX-237, Formación La Virgen M5 a 1400 m.; B) Pozo PMX-92, Formación Padilla a 2770 m. Foto Camacho-Ortegón (2007 y 2008).

En realidad, el frente de reacción TSR avanza como lo describió Bildstein *et al.,* (2001) (Figura VIII.25). Tanto a la escala de la partícula sedimentaria como a la escala del almacén. Siempre teniendo como agente catalítico el agua que es producida por la misma reacción. Esta reacción entonces seria considerada como auto catalítica a condición de tener la temperatura e hidrocarburos necesarios para llevarla a cabo. En función de lo descrito, se definió una hipótesis sobre la cronología de avance, del frente de reacción de sulfato reducción en el tiempo, a través de las formaciones sedimentarias de la Cuenca de Sabinas.

Ahora bien, las muestras analizadas en el MEB, corresponden únicamente a algunos pozos exploratorios y de producción, del Bloque Pirineo, pero de acuerdo a los datos obtenidos se puede inferir en como es que funcionan termodinámicamente las reacciones TSR en la cuenca, hipótesis que se muestra en la Figura VIII.28.

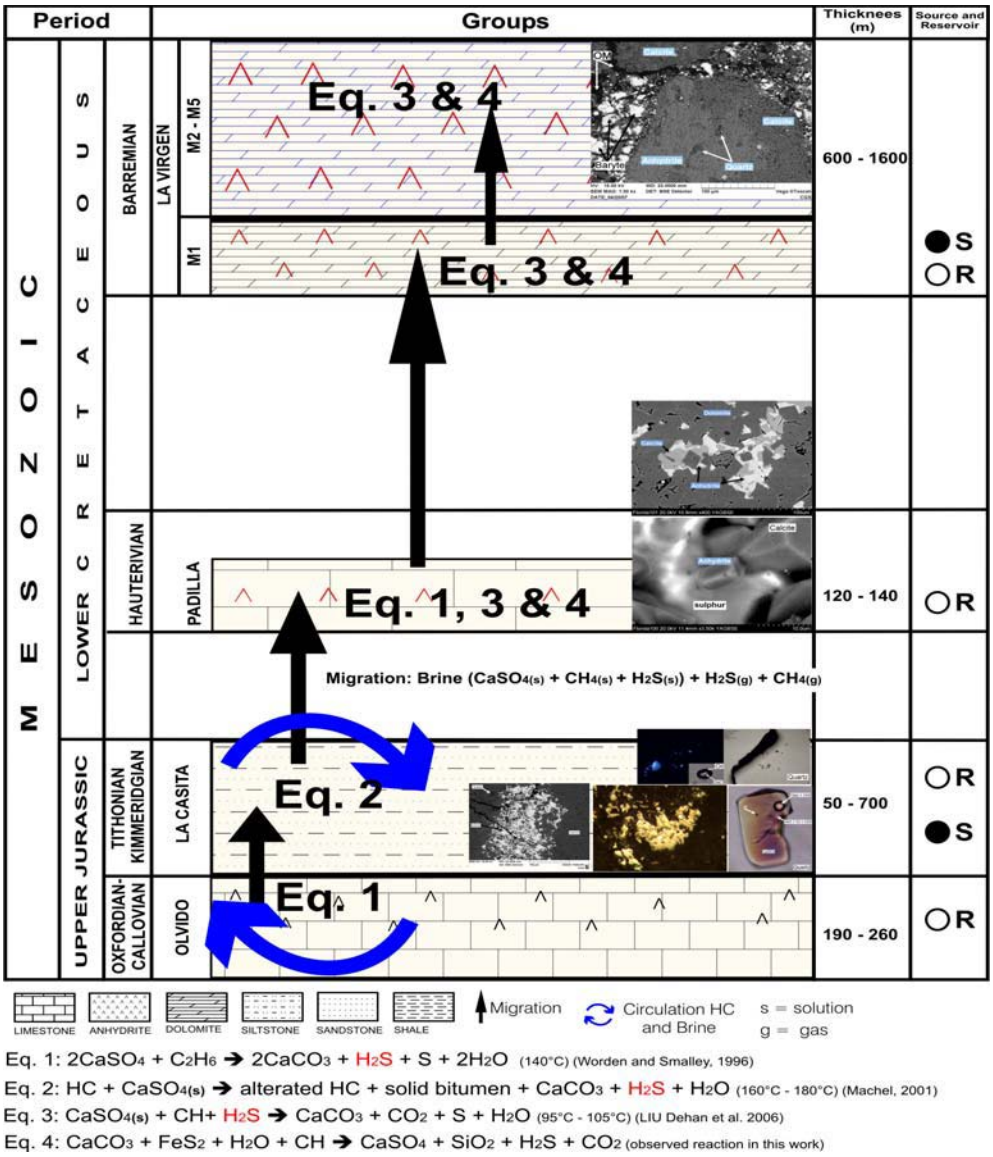


Fig. VIII.28. Secuencia diagenética TSR entre las formaciones sedimentarías del sistema petrolero del Bloque Pirineo. Camacho-Ortegón (2009).

8.2.4 Estudio de los Isótopos del Carbono y el Oxígeno

A través de los isótopos fue posible también identificar las secuencias diagenéticas que estuvieron en relación con la generación de hidrocarburos en la zona de estudio

(Figura VIII.29), además de poder definir el origen del CO_2 y el H_2S durante las reacciones de sulfato reducción.

8.2.4.1 Isótopos de la roca

Dese otro punto de vista Worden *et al.*, (1996), sugiere que el agua es el componente más importante en la paragenesis de los sistemas productores de hidrocarburos, y de la generación de importantes volúmenes de agua in situ en las reacciones TSR, y propone las siguientes ecuaciones:

a) Anhidrita + CnHm gas => $CaCO_3$+ H_2S + H_2O + CO_2 + S

b) $CaSO_4$ + CH_4 => $CaCO_3$ + H_2S + H_2O.

En donde las formaciones evaporiticas, pueden también ser asociadas con agua de baja salinidad, debido a la reacción entre los grandes volúmenes de oxigeno atrapados en la anhidrita y el hidrogeno asociado a los gases de hidrocarburos en los reservorios.

Además que el agua generada durante la TSR puede afectar directamente el índice de la reacción entre el metano y la anhidrita. Worden y Smalley, (1996) han demostrado como la interacción entre la anhidrita y el metano ocurre en el agua residual, ya que la TSR no es una reacción gas-sólido pura, sino que también puede ocurrir entre el metano y la anhidrita cuando ambos se encuentran disueltos en el agua.

Esta condición fisicoquímica del comportamiento de salmueras de cuenca, coincide con los eventos mostrados en la evolución de los isótopos de calcita, dolomita y siderita, del Bloque Pirineo. Entre el carbono y el oxigeno (Figura VIII.29). La evolución negativa del isótopo $\delta^{13}C$ va en dirección de la evolución negativa del isótopo $\delta^{18}O$. Esto se puede interpretar como una transformación de estos minerales debido a la participación a alta temperatura del carbono de los hidrocarburos y del agua de la reacción TSR.

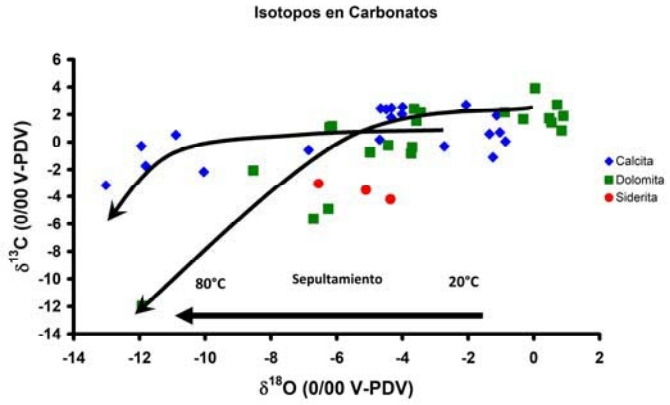


Fig. VIII.29. Datos isotópicos del $\delta^{13}C$ ‰ (V-PDB) y $\delta^{18}O$ ‰ (V-PDB), estudiados en los carbonatos de pozos del Bloque Pirineo, en consideración principalmente de las dolomitas primarias, originadas a bajas temperaturas o con una diagénesis incipiente indicadas por su valores isotópicos, que sugieren que solo una pequeña parte de la anhidrita presente en las rocas estudiadas está directamente relacionada al origen sedimentario. El resto esta ligado a eventos termodinámicos de transformación mineral, por la interacción agua-roca que infirió en este proceso.

8.2.4.2 Isótopos de los hidrocarburos

Las predicciones sobre el origen del metano, en la Cuenca de Sabinas se obtuvieron, aplicando la técnica de isótopos $\delta^{13}C$ para el CH_4 de acuerdo a lo descrito por Shoell (1983) y Prinzhofer y Battani (2003) (Figuras VIII.30 y VIII.31).

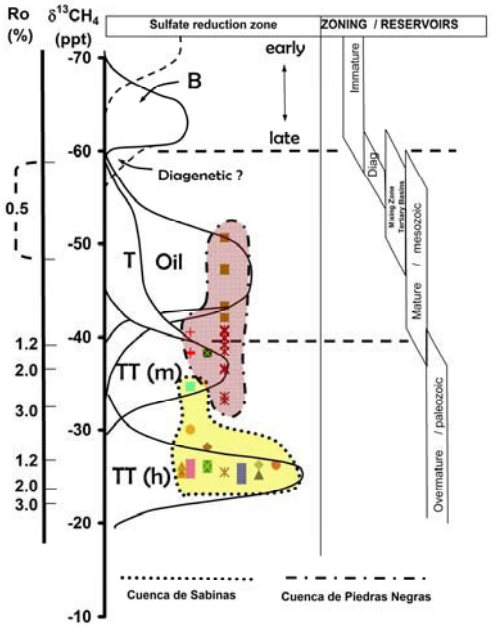


Fig. VIII.30. Caracterización genética de la variación en los isótopos $\delta^{13}C$ del gas metano. La ilustración muestra una relación entre la madurez de la materia orgánica, para el origen del gas y petróleo, aplicado en este trabajo al gas estudiado de los pozos de la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras. Abreviaciones: B = gas biogénico; T = gases asociados; TT(m) = gas seco no asociado para una materia orgánica sapropelica liptinitica; TT(h) = gas no asociado para una materia orgánica de origen humico. Modificado de Schoell (1983).

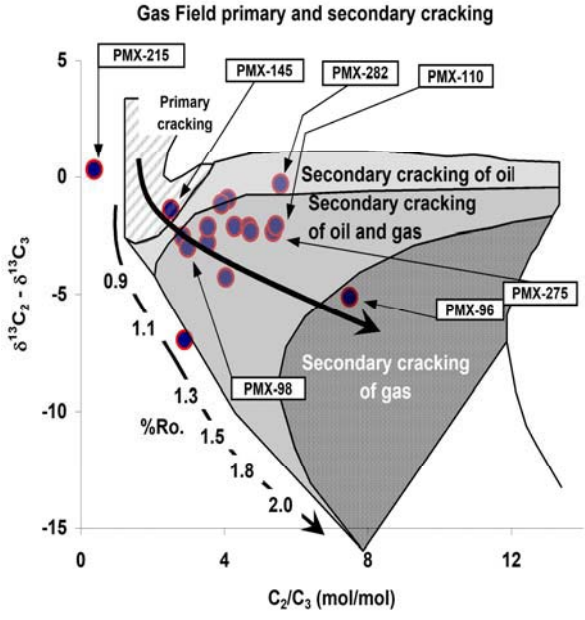


Fig. VIII.31. Diagrama Lorant *et al.,* (1998) modificado de Prinzhofer *et al.,* (2000), que muestra una relación entre $\delta^{13}C_2$ - $\delta^{13}C_3$ versus C_2/C_3, aplicado a las series de datos del gas de pozos de producción, en la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras. En este caso se presenta la variación en el rango de madurez en un sistema cerrado, rango que implica desde el cracking primario del aceite hasta el cracking secundario del gas y condensado a gas seco. Es evidente que el origen del gas en la Cuenca de Sabinas, es producto de un cracking secundario del gas y condensado.

Para la Cuenca de Sabinas, pudimos identificar que el CH_4 es un gas producto de la sobre madurez de la materia orgánica, por el cracking secundario del aceite, y el gas

no asociado es de origen humico de materia orgánica tipo III (Fig. VIII.30), y para la Cuenca de Piedras Negras es un gas no asociado de materia orgánica madura, sapropelico liptinitica, producto del cracking secundario del aceite (Fig. VIII.31).

8.2.4.3 Isótopos del CO_2

El riesgo exploratorio en yacimientos en la Cuenca de Sabinas que presentan altos contenidos de CO_2, es el caso como el del Bloque Pirineo, donde se encuentran el pozo PMX-88, el cual al momento de su perforación, median cantidades de CO_2 menores a 1%, y una vez puesto en producción estos valores llegaron a alcanzar hasta 35% de CO_2.

Otro ejemplo es el pozo PMX-89, que manifestó ya en pruebas de producción 97% de CO_2. De acuerdo a nuestro estudio, los orígenes del CO_2 radican en la comunicación de los mantos basalticos con los almacenes, producto de las fallas profundas que atraviesan estos, y comunican directamente con el almacén contaminándolo con CO_2. Esto se puede apreciar en la interpretación de la imagen sísmica de la Figura VIII.32.

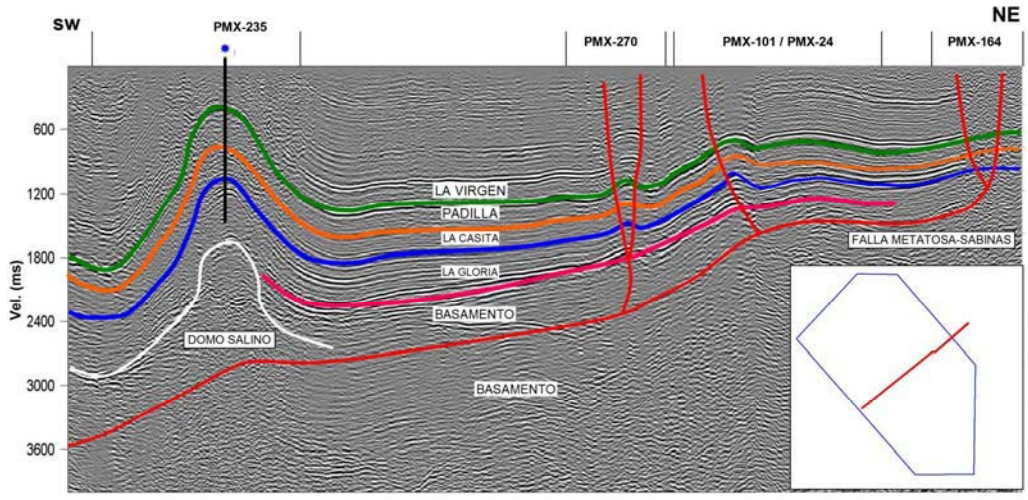


Fig. VIII.32. Sección sísmica 2D del Bloque Pirineo, que muestra claramente la comunicación entre el basamento y las formaciones, a través de la falla profunda Metatosa-Sabinas. Los eventos sedimentarios, se muestran en la figura por su nombre, así como la falla y un domo salino definido por la reflección de la sísmica. Modificada de Galindo-Torres *et al.,* (2006).

Una manera de seguir el origen del CO_2, es el estudio de los isótopos de carbono. Donde la Figura VIII.33, muestra la distribución espacial de los isótopos de CO_2, para una porción de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca de Piedras Negras respectivamente. En esta figura se observa claramente como los isótopos se

vuelven más positivos hacia el Noroeste de las cuencas, con lo cual se podría interpretar este fenómeno como una dirección preferencial de los aportes magmáticos en la cuenca.

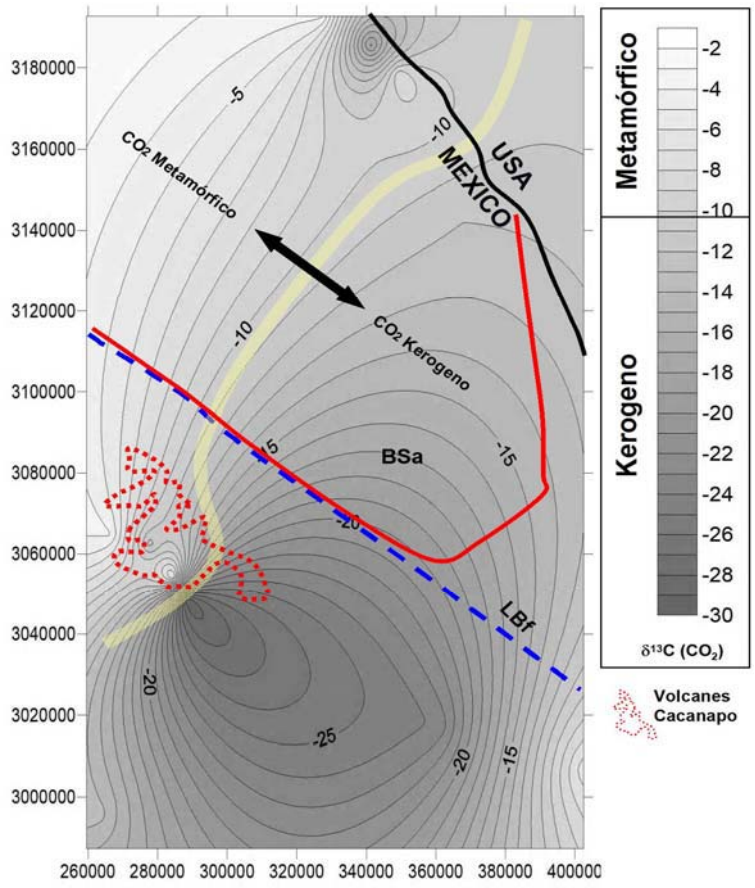


Fig. VIII.33. Mapa regional de isovalores, que muestra la distribución isotópica $\delta^{13}C$ del CO_2 (datos de PEMEX y MPG). Nótese la aumentación del CO_2 metamórfico en el área volcánica Cacanapo. Abreviaciones: BSa; Archipiélago Burro Salado; LBf: Falla La Babia. Camacho-Ortegón (2009).

Hay que añadir que la placa transcontinental fue la que provoco el evento Laramide en un evento de subducción, donde el manto deformo las estructuras de la Cuenca de Sabinas y formo la Sierra Madre Oriental (Orogenia Laramide). Este manto es el productor de CO_2 en el área, ya que el sistema de fallas en esta área de estudio, ha estado en constante evolución (Goldhamer *et al.,* 1991, 2001; Chávez-Cabello, 2005). Con los isótopos de CO_2, podemos definir la existencia de una migración de CO_2 hacia los reservorios de la cuenca como lo muestra la figura VIII.34. De acuerdo al modelo geoquímico 2D (Capitulo 7), la principal roca generadora La Casita, no tuvo la capacidad de producir más de 15% de CO_2, en su ciclo de transformación térmica de la materia orgánica. En la figura VIII.34, podemos identificar como los isótopos $\delta^{13}C$ del CO_2 firmaron el origen de estos.

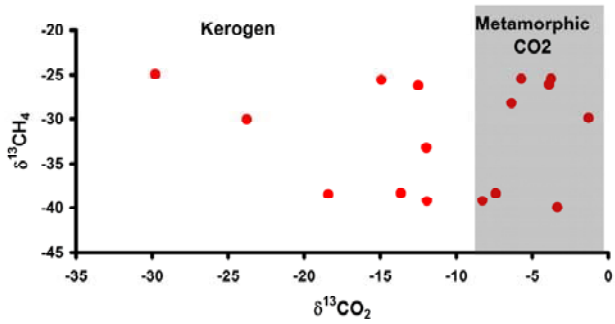


Fig. VIII.34. Diagrama que muestra la relación de los isótopos $\delta^{13}C$ del CO_2 y CH_4, en la Cuenca de Sabinas construido con datos de Pemex y MPG. En esta relación se puede identificar claramente que existe una mezcla de isótopos de origen orgánico e inorgánico, donde el inorgánico proviene de un origen metamórfico. Este gas metamórfico es el causante de la alta contaminación en los reservorios del play Florida-Minero del Bloque Pirineo. Modificado de Emery y Robinson (1993).

Dos observaciones nos muestran las transiciones minerales BSR y TSR en el MEB. La primera, biogénica a baja temperatura donde la pirita framboidal se forma tanto en la materia orgánica como en las transformaciones de la calcita en dolomita para formar la porosidad del almacén (Figuras VIII.4; VIII.35a). La segunda de alta temperatura (Figura VIII.35b) y se divide en dos partes:

- 1^{er} TSR; en donde la anhidrita precipita en conjunto con una calcita secundaria, cuarzo y caolinita. Los pirobitumenes aparecen en conjunto con la precipitación de la calcita y el cuarzo y señalan la transformación del aceite en gas. Se forman las inclusiones fluidas con agua, algunas con aceite y la mayoría con gas. Durante el enterramiento máximo se forman las inclusiones fluidas con CH_4 de alta densidad.

- 2^{da} TSR; la anhidrita se transforma en medio acuoso en azufre elemental con la participación el metano, CO_2 y H_2S. Se forman las inclusiones fluidas con agua, azufre elemental, CO_2 y CH_4 sin aceite.

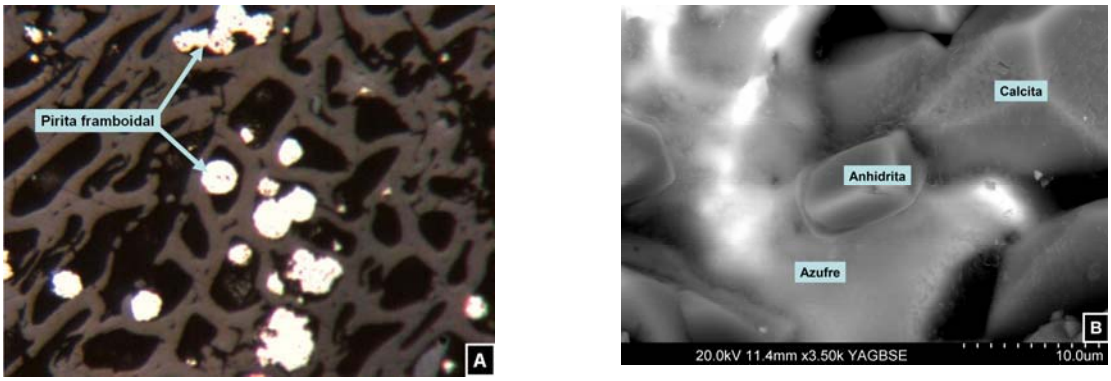


Fig. VIII.35. Microfotografias de transformaciones de tipo TSR y BSR, observadas en sedimentos de la Cuenca de Sabinas. **A)** Formación de piritas framboidales, observado en una inertinita de la Formación La Casita en el pozo PMX-168, a 3780 m; **B)** precipitación de azufre elemental, a partir de la transformación de la anhidrita, observada en la Formación La Virgen del pozo PMX-92, a 1920 m. Foto Camacho-Ortegon (2007).

Machel en 1998 propone, que la TSR no tiene la capacidad de transformar al 100% un almacén de metano en CO_2, esto es lógico, ya que para eso necesitaría condiciones estables durante varios millones de años, así como una interacción agua-roca- hidrocarburos, que funcione durante ese tiempo.

Durante el enterramiento tardío, con la interacción agua roca y las condiciones de presión y temperatura que prevalecieron, con una columna estratigráfica de mas de 8 km., aparecieron los eventos de TSR. La TSR en ese contexto, produce el H_2S, en los pozos de la cuenca de Sabinas y esta obedece a la interacción agua-roca-hidrocarburos, al tener contacto estos durante el llenado del almacén con la anhidrita del miembro evaporitico de La Virgen M2 y superiores.

Lo que si es evidente es que en el enterramiento temprano de los sedimentos, aparecieron eventos de BSR y no afectaron el potencial petrolero del kerógeno, en efecto el kerógeno no se ve afectado por la formación de la pirita framboidal como lo muestra la liptinita observada en la Formación La Casita del pozo PMX-157, a 3115m (fluorescencia normal de la liptinita, Figura V.1A), y los pirobitumenes observados en los sedimentos de la Cuenca de Sabinas (Figura VIII.36).

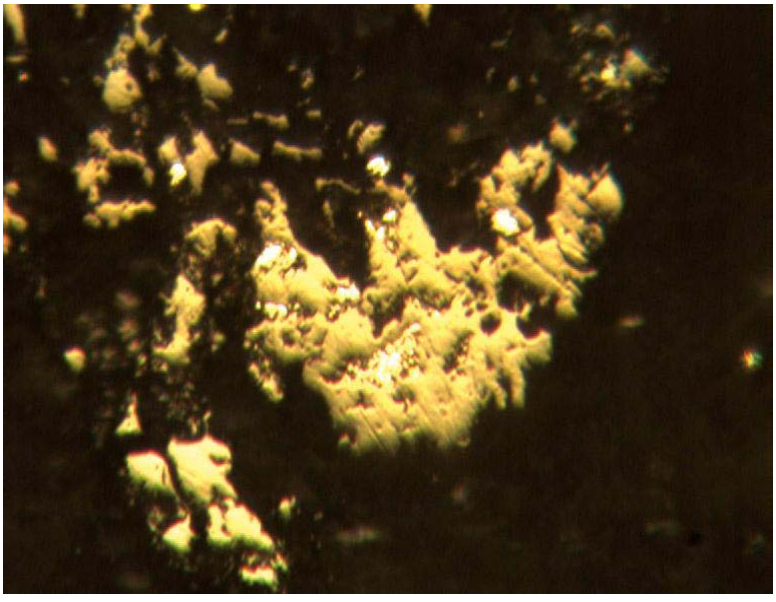


Fig. VIII.36. Observaciones en microscopia óptica en reflexión. Ejemplo de una imagen, donde se observa un pirobitumen con pirita en su interior, localizada en el pozo PMX-168, de la Formación La Casita a 3620 m. La diagonal corresponde a 50 micrones. Foto Camacho-Ortegon (2007).

Capitulo 9

Conclusiones genérales y perspectivas

9 Conclusiones genérales y perspectivas

Las rocas generadoras de la Cuenca de Sabinas y específicamente del Bloque Pirineo, se analizaron integrando técnicas geoquímicas, petrográficas y geofísicas, esto permitió caracterizar el estado de diagénesis orgánico y mineral de las formaciones sedimentarias.

9.1 Origen del kerógeno

El origen de la materia orgánica, se determino en todas las formaciones de una manera general y en las rocas madres y almacenes de una forma detallada. El origen del kerógeno en las rocas madres es una mezcla de Tipo II y predominantemente de Tipo III.

La definición teórica de la riqueza orgánica, fue posible calcular, gracias a la aplicación descrita en el Capitulo 5. Sin embargo, esta definición es hipotética, ya que no se cuentan con parámetros de referencia en rocas inmaduras, que sirvan para corroborar la misma.

9.2 Diagénesis BSR

Las observaciones petrográficas nos muestran una acción sulfato reductora de tipo BSR con precipitación de pirita framboidal, por medio de bacterias de superficie. Este fenómeno aparentemente no afecto el potencial petrolero inicial y este se degrado simplemente por la acción térmica del enterramiento.

La cronología diagenética de los sedimentos, nos muestra claramente la formación de estas piritas, que van acompañadas de una evolución de calcitas y dolomitas, las cuales formaron una parte de la porosidad en los almacenes. Esta etapa es probablemente una etapa de interacción agua-roca de baja temperatura.

9.3 Preservación de la MO y Potencial petrolero inicial

Los resultados en el modelado geoquímico, muestran que la velocidad de sedimentación fue esencial en la preservación de la materia orgánica. El ejemplo mas importante fue la Formación La Casita, que alcanzo una SR de 40-60 m/Ma, lo que logro que se preservara el kerógeno, y así se formara esta roca generadora.

La intensa maduración de la materia orgánica en la Cuenca de Sabinas, no permitió en otros estudios estimar los potenciales petroleros iniciales (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Román-Ramos y Holguín-Quiñónes, 2001), por lo que en este trabajo se definieron por métodos alternos, a partir de la conjugación de las técnicas de velocidades de sedimentación discutidas en este trabajo, calculando que la principal roca generadora La Casita tenia un potencial inicial de entre 3 y 6% de COT, con un IH de entre 250 y 500 mgHC/gCOT.

Para la Formación La Peña su COT inicial fue de entre 1.5 y 3%, con un IH entre 90 y 240 mgHC/gCOT. En cambio para la Formación Eagle Ford su COT inicial oscilo entre 1 y 2.5%, con un IH entre 50 y 200 mgHC/gCOT. Actualmente la madurez medida para las principales rocas generadoras varia en La Casita en un estados sobre maduro, La Peña en la ventana del gas y para Eagle Ford en la ventana del aceite.

9.4 Maduración térmica de la MO

La evolución térmica fue gradual con el enterramiento y fue sin duda muy intensa en esta formación pues es una de las más profundas. Esta madurez intensa fue posible debido a que la cuenca alcanzo un enterramiento superior a 8 km.

El flujo de calor para el Jurasico tardío fue de 100 mW/m^2, para alcanzar un enterramiento máximo en el Paleoceno y posteriormente el uplift de la Orogenia Laramide provoco la regresión marina de las aguas del Golfo de Sabinas, hasta las costas actuales del Golfo de México, provocando la suspensión de sedimentación posterior a este evento, así como la erosión de la cuenca de Sabinas de hasta 2.4km de sedimentos en el area del Bloque Pirineo.

Estas estimaciones fueron posibles al considerar, la calibración térmica de los modelos geoquímicos con el %Ro. La calibración con las condiciones PTX de las inclusiones fluidas permitió el confirmar esta termicidad y aportar las presiones correspondientes a la circulación de fluidos.

Eventos tectónicos importantes en la historia de la cuenca (enterramiento máximo y uplift), influyeron de una manera determinante en la circulación de fluidos. El aceite generado por la roca madre La Casita, que se estimo que fue entre 116 Ma y 90 Ma., se debió almacenar in situ, posteriormente craqueándose en gas, y durante el uplift permitiendo la dismigración del gas hacia los almacenes más jóvenes superiores, como la Formación La Virgen.

9.5 Formación del gas

La armonía entre el cracking térmico, de la transformación de la materia orgánica en forma de aceite y de este aceite en forma de gas, se efectúo antes de la circulación de los fluidos por las fallas y las fracturas.

Esto se puede afirmar pues la formación de las inclusiones fluidas que indican esta migración no muestra aceite en su interior. La acumulación de gas en las formaciones superiores se realizo durante el enfriamiento lo cual provoco una disminución de presión durante el levantamiento del uplift.

La circulación de fluidos agua-CH_4-CO_2-sal, que subieron entre las formaciones durante la migración, en realidad crearon un frente de sulfato-reducción de tipo TSR, que se desplazo dejando inclusiones fluidas en su camino. Los análisis de microscopia Raman del interior de las inclusiones, muestran una composición CH_4-CO_2-sal-agua características de sedimentos profundos de alta temperatura.

Las experiencias de exploración y producción de campos productores de gas, así como los resultados del modelo geoquímico están en acuerdo, donde se observa una clara acumulación de gas seco, en la propia roca madre producto de un cracking secundario que se efectúo antes de la migración. Esto concuerda con la

interpretación de los isótopos $\delta^{13}C_2/\delta^{13}C_3$ vs C_2/C_3 (mol/mol), utilizado clásicamente para seguir la transformación térmica de las rocas madres.

En este contexto, las rocas generadoras de la Cuenca de Sabinas, utilizadas en el modelo geoquímico con los valores definidos para el TOC e IH iniciales, mostraron una evolución correcta y coherente con la generación de los HC actuales.

La Cuenca de Piedras Negras a proximidad de la Cuenca de Sabinas, produce gas y condensado, debido a que la erosión en ella, aligero la carga lithostática, provocando un enfriamiento de los sedimentos.

Esto permitió una desaceleración en la transformación térmica de la ventana del gas seco. El aceite encontrado en las inclusiones fluidas, en cristales de fluorita de yacimientos de tipo MVT, de los afloramientos minerales de la Cuenca de Sabinas, son una evidencia que esta de acuerdo a esta hipótesis.

El aceite encontrado fue un producto del cracking del kerógeno de la Formación La Peña, que entro en la ventana del gas y condensado a 48 Ma. Es decir un millón de años después del uplift, tiempo suficiente para que el gas y condensado se almacenara en las trampas estructurales preexistentes, que posteriormente se fracturaran por el evento tectonogenico Laramidico.

Estos fluidos se mezclaron con las salmueras mineralizantes que migraron hasta formaciones superiores y dieron origen a los yacimientos minerales de tipo MVT, donde se observaron inclusiones fluidas con aceite, en minerales de fluorita.

9.6 Migración secundaria y dismigración

De esta manera, el aceite almacenado en sedimentos del Jurasico Tardío al Cretácico Medio, entró en la ventana del gas seco a 69 Ma., para la Formación La Casita y a la del gas y condensado a 48 Ma., para La Peña, migrando los HC hacia la superficie, por lo cual las inclusiones de aceite-agua y gas encontradas, contienen fluidos provenientes tanto de las formaciones La Casita (CH_4-CO_2), y La Peña (aceite).

9.7 Termicidad, erosión y modelado 1D

La erosión que ocasiono la Orogenia Laramide se determino mediante el calibrado del modelo geoquímico en 1D, considerando el espesor del agua durante la historia de la cuenca, así como la temperatura de la interfase agua-sedimento. La intensidad de esta erosión es ahora un poco diferente con respecto a la literatura, esta oscila entre 1.2 y 2.2 km de sedimentos. Estos posiblemente almacenaron aceite en trampas estructurales preexistentes al uplift.

La integración de datos geoquímicos, petrográficos y geofísicos, de ese modelado termico y geoquímicos en 1D, nos permitió también evaluar con mayor precisión la diagénesis térmica de la materia orgánica, tanto en las rocas madres como los almacenes. El modelado 1D se realizo sobre 15 pozos calibrados geoquímicamente con %Ro y condiciones AIT de inclusiones fluidas, asi como temperaturas de pozo (BHT), y otros 31 pozos fueron calibrados solamente con BHT.

9.8 Calibración en presión y modelado 2D

Los resultados de 9 secciones sísmicas 2D, revelaron características del funcionamiento de un sistema petrolero, en el cual la diagénesis mineral es importante y toma parte debido a la interacción agua-roca-gases. Estas interacciones orgánicas-minerales se habían encontrado en la superficie, pero eran desconocidas en profundidad hasta el momento. Este trabajo lo pone en evidencia.

Los análisis geoquímicos inferidos por el modelo geoquimico, indican la presencia de rocas generadoras que fueron muy productivas, y que por efectos del enterramiento, ahora se encuentran en su gran mayoría transformadas completamente. Sin embargo la diagénesis mineral y la historia tectónica de la cuenca, ayudo a que se produjeran sellos y trampas estructurales, almacenando HC en las mismas rocas madres.

La cinética propuesta para la Cuenca de Sabinas, genera CO_2 en proporciones similares a las explotadas en los yacimientos probados de los campos productores, esto fue posible gracias a la modificación del histograma de las energías de

activación calculadas a partir de datos bibliográficos. Esta formación de CO_2 se produce durante la ventana del aceite. La formación de HC en la Cuenca de Sabinas, alcanzo en su gran mayoría un cracking secundario, produciendo gas y condensado en la parte NE de la cuenca y gas seco en casi la totalidad de la cuenca.

La presión promedio de migración durante la etapa de uplift a 49 Ma., fue de 550 bares en la Formación La Casita, mientras que para la etapa de relajación del uplift fue de 290 bares a 36 Ma en la Formación Padilla.

Las temperaturas de los fluidos al momento de la migración estuvieron siempre en rangos de 140°C a 200°C. Esta temperatura en conjunto con la presión, motivo los eventos de migración observados petrográficamente y confirmados por el modelo geoquímico 2D, así como los fenómenos fisicoquímicos de sulfato reducción, que dieron origen a las transformaciones diagenéticas de las formaciones en la cuenca.

La interpretación sísmica sugiere, que el sistema de fallas controlo completamente durante el uplift, la acumulación y migración de los HC. Generalmente, parece haber conexión entre el basamento y los reservorios de HC, esto por las fallas profundas que aparecieron en la Orogenia Laramide, que fracturo el paquete sedimentario provocando una dismigración de HC, hacia trampas estructurales creadas por el acomodo de horts y grabens en la cuenca.

9.9 Modelado 3D

Las oportunidades exploratorias para la Cuenca de Sabinas y en especial para el Bloque Pirineo, se observan principalmente con objetivos en las Formaciones La Casita, Padilla, La Virgen M1 y La Peña.

Un estudio detallado en 3D fue necesario para realizar una campaña exploratoria en un área pequeña como la del Bloque Pirineo, con el fin de prevenir el riesgo de producción de CO_2 por conexión de fallas profundas con los almacenes. La correlación de datos geoquímicos y datos geofísicos, nos muestra una complementariedad entre los prospectos identificados por ambas técnicas.

La técnica geoquímica en 2D, muestra prospectos que no fueron identificados por el análisis geofísico de la sísmica 2D y 3D, por lo que es indispensable combinar en futuros trabajos ambas técnicas, para definir con mayor precisión los campos exploratorios en sitios con menor incertidumbre.

Cabe señalar que la Cuenca de Sabinas, almacena de forma natural en el área Minero-Florida del Bloque Pirineo, grandes cantidades de CO_2 y posiblemente grandes reservas de CH_4. Esta es una oportunidad para probar en un futuro la cuenca como almacén artificial, con la posibilidad de utilizar los reservorios vacíos, para la inyección de CO_2. Esta cuenca tiene una capacidad de almacenar aproximadamente $4.63x10^9m^3$ de gas, calculada por el modelo 3D Surfer® V8 para las Formaciones La Casita, La Virgen M1 y La Peña.

En efecto esta formación ya naturalmente esta almacenado este gas y es posible de utilizar el sello Barril Viejo-Menchaca y el de La Virgen, para contenerlo en las trampas existentes.

9.10 Las interacciones Agua-roca-gases

Los resultados de esta investigación, en comparación con los estudios de otros autores, para otras cuencas nos dice que; *El índice de la TSR aumenta cuando la solubilidad del metano aumenta. Al mismo tiempo, la solubilidad del metano en agua aumenta también con la disminución de la salinidad* (e.g. Duan *et al*, 1992).

Analizando las demostraciones de Worden y Smalley, (1996) sobre que: *la salinidad disminuye cinco veces durante la TSR, y la solubilidad del metano aumenta durante el progreso de la reacción, por lo que, el índice de la reacción de TSR se acelerará progresivamente debido a la reacción que es catalizada por uno de los productos de la reacción: el agua. Donde la TSR es, por lo tanto, un proceso auto catalítico.*

Explicando parcialmente el aumento repentino en H_2S, y el inicio repentino del reemplazo de la anhidrita por la calcita, con el aumento de profundidad debajo de 4300 m (temperatura de +140°C). Podemos decir que en el caso exclusivo del Bloque Pirineo, este fenómeno existe en los niveles productores, de la Formación

La Virgen M1, ya que ahí le sobreyace el nivel La Virgen M2, considerado como sello evaporitico. Recordemos aquí que los pozos del play Pirineo, son los mas propensos a la producción de H_2S (como ya se ha comprobado durante la producción), por su interacción con las evaporitas de la Formación La Virgen M2.

Precipitaciones de pirita y generación de la porosidad, se producen junto con la transformación de la calcita en dolomita, evento que nosotros asociamos a la BSR. En cambio la precipitación de anhidritas, calcitas, dolomitas y cuarzos, fueron asociadas a la transformación TSR antes del cracking secundario del aceite en gas, a alta temperatura (entre 160 y 200°C).

Los eventos de termo-sulfato reducción de tipo TSR, sobretodo asociadas a variaciones de presión y temperatura, marcadas con estilolitas y precipitación de azufre elemental, se produjeron después del enterramiento máximo durante el uplift de la Orogenia Laramide.

De acuerdo a la literatura, esto comprueba que los hidrocarburos migrados en forma de gas no asociado al aceite, han estado y están en constante reacción con los minerales y el agua en la cuenca. Estas reacciones afectan el sistema petrolero, al estar generando o destruyendo la porosidad y/o permeabilidad, tanto en las rocas madres como en los almacenes.

En efecto, en la primera etapa de la TSR(1), una parte de estos almacenes se transforman en sellos con precipitaciones puntuales de sulfatos, calcita y silicio en la porosidad, en un sistema en donde la salinidad de esta agua aumenta con la temperatura. En una segunda etapa la TSR(2) avanza y destruye la anhidrita y la calcita produciendo porosidad, funcionando en sobrepresiones.

En estas condiciones la precipitación de azufre elemental, ocurre cuando la solución es más oxidante. En esta segunda etapa el agua contiene metano, CO_2 y la temperatura disminuye. En la tercera etapa de la TSR(3), la migración del gas de La Casita se escapa de los almacenes de La Virgen, migra en conjunto con el aceite de la Formación la Peña y aparece en superficie, en las menas donde precipitaron y se acumularon en inclusiones, atrapando estos hidrocarburos en cristales de Fluorita.

9.11 Evolución de la porosidad y de la TSR durante la formación y la migración de los hidrocarburos

La porosidad de la Cuenca de Sabinas, de acuerdo a este contexto se origino en tres etapas:

- Una porosidad primaria, de baja temperatura y presión, modificada durante el depósito sedimentario, por procesos bi-diageneticos de tipo BSR con formación de piritas framboidales y transformación de calcitas en dolomitas.

- Una porosidad secundaria de fracturación, creada durante el enterramiento, después de que las interacciones entre los fluidos continuaron y dieron lugar a precipitación de anhidrita y calcita secundarias de temperatura más elevada, creando sobre presiones.

- Una microporosidad terciaria se observa un poco después del enterramiento máximo. Posterior a la Orogénesis Laramide, que crea los sistemas de fallas y plegamientos en la cuenca, fracturando estas formaciones durante el uplift, donde las fracturas sirvieron posteriormente de comunicación entre los almacenes.

El esquema de la Figura IX.1 muestra una síntesis de estos fenómenos siguiendo el funcionamiento de la expulsión en la cuenca a partir del diagrama de subsidencia en el Bloque Pirineo.

En esta investigación se muestra el origen tardío del CO_2, predominantemente metamórfico, como sus isótopos de $\delta^{13}C$ lo indican, lo cual explica como este gas llego a almacenarse y precipitarse en forma de carbonatos en los almacenes.

La circulación de este gas se realizo por un sistema de fallas profundas, que cortan el basamento como lo muestra el modelado 2D. Este gas acompañado del CH_4 disuelto en el agua fue formando un sistema en donde las condiciones de temperatura fueron algunas veces superiores a 200°C y con presiones superiores a 250 bares.

En este contexto los pirobitumenes atestiguan de la acumulación del aceite en la roca madre y del cracking secundario “in situ” de este en gas. Las inclusiones fluidas nos muestran que solamente el gas migro durante la TSR(2), atravesando las Formaciones *Padilla, Barril Viejo y Menchaca*, permitiendo así poder determinar el momento de la carga de los almacenes de la Formación La Virgen después de la transformación por cracking secundario del aceite producido por la roca madre La Casita.

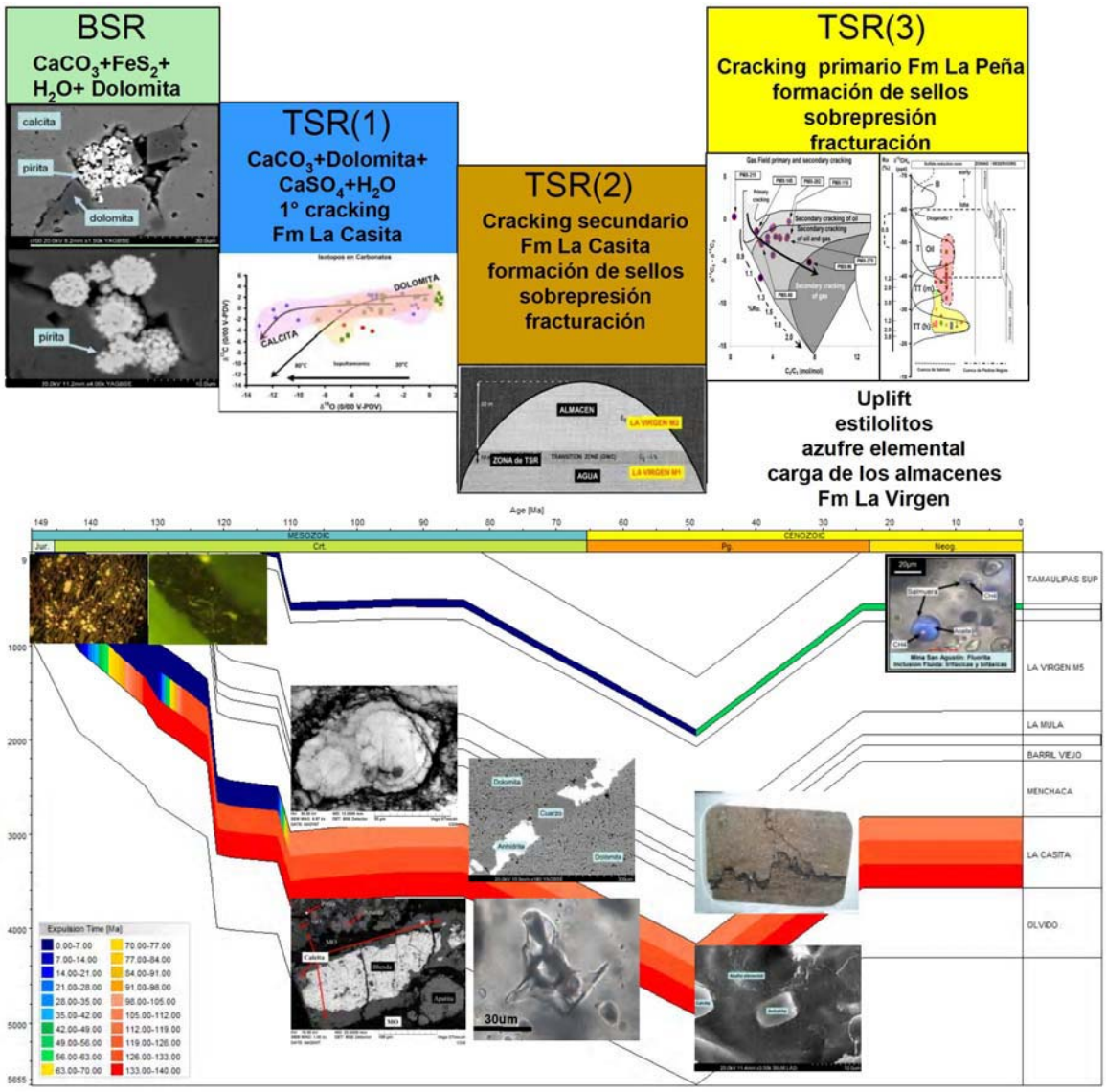


Fig. IX.1. Transformaciones diagenéticas de interacciones BSR y TSR, durante el funcionamiento del sistema petrolero de la Cuenca de Sabinas.

Estas rutas de migración funcionaron con un ritmo mas elevado después del uplift, y se caracterizan por la precipitación del azufre elemental (sin pirobitumenes)

principalmente en los estilolitos, las cuales nos indican una migración de gas, con una variación en las presiones litoestáticas y la temperatura debido a la tectónica y erosión asociada a la Orogénesis Laramide.

Las observaciones en fluorescencia de las inclusiones fluidas de superficie, nos muestran en cambio aceite a temperaturas que varían entre 160 y 200°C.

Este fenómeno no es contradictorio e indica una dismigración tardía de los almacenes de la Formación La Virgen que llegan a la roca madre La Peña y permiten una migración de aceite con el gas de La Casita.

Es por todos estos fenómenos que cuando la temperatura y presión disminuye en el almacén durante la extracción industrial del gas, la relación CH_4/CO_2 en su composición cambia pues las solubilidades de estos en el agua se invierten durante la explotación industrial.

La Figura IX.2, nos muestra el comportamiento similar y las proporciones entre las composiciones del gas de las inclusiones fluidas (de varias formaciones) y los pozos productores en la Cuenca de Sabinas.

Estas composiciones y comportamientos de solubilidad son muy similares entre el CO_2 el H_2S y el CH_4.

Esto sugiere que la migración del gas en esta cuenca, esta en completa adecuación con la migración de estos en el agua, y su circulación en la cuenca.

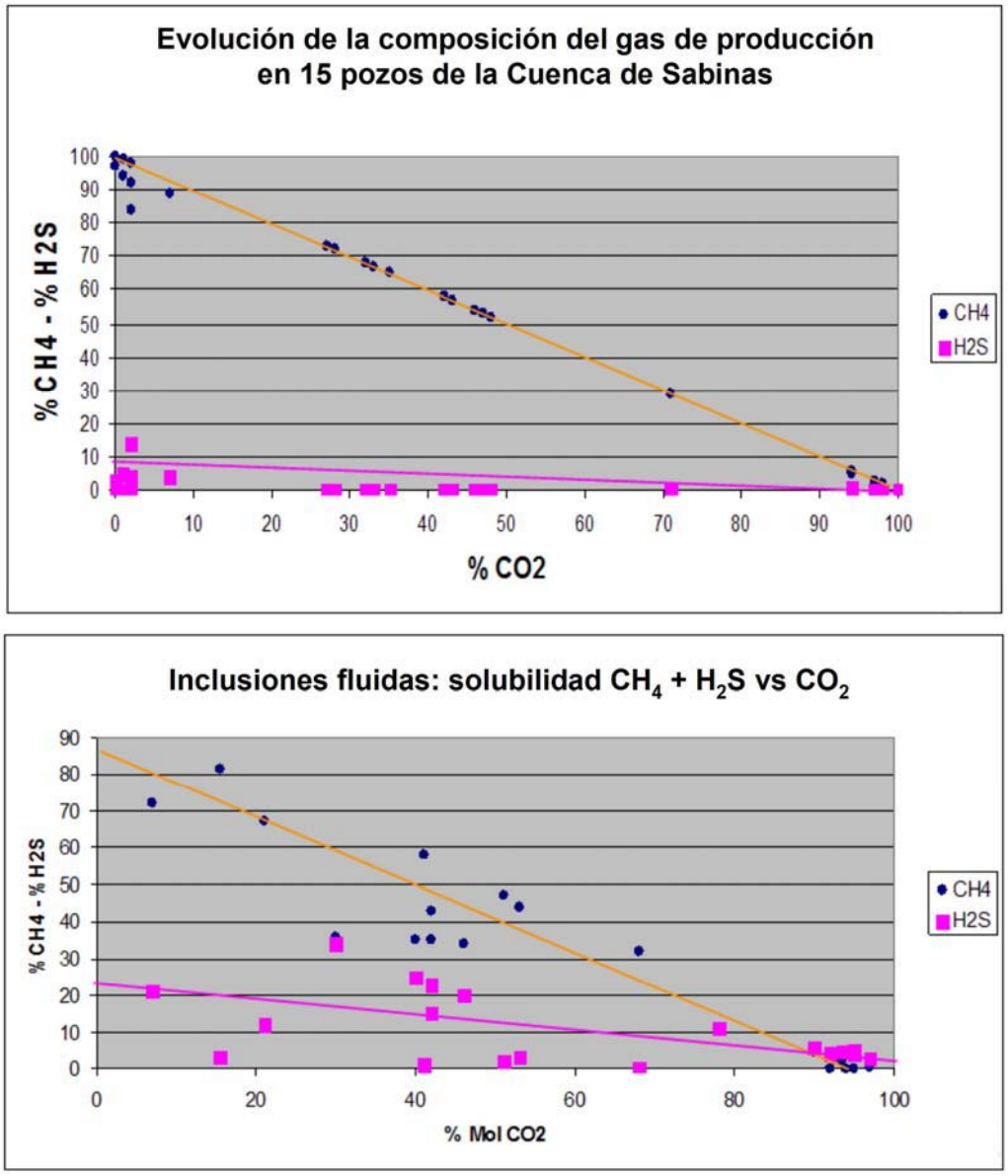


Fig. IX.2. Composiciones del gas de las inclusiones fluidas (de varias formaciones) y algunos de los pozos productores en la Cuenca de Sabinas. Martinez *et al.,* (2008).

De acuerdo a los mecanismos de reacción propuestos en la literatura, existe además la posibilidad de la formación de hidrogeno y agua en solución en esta TSR, producto de esta transformación de interacción CH_4-CO_2-H_2O-H_2S con la roca a temperaturas de 160°C. Los isótopos del carbono y deuterio del CH_4 explotado en la cuenca, presentan un rango muy variable, lo cual hacen pensar en esta posibilidad.

La Figura IX.3, nos muestra una síntesis de los eventos estudiados que fueron encontrados en relación con los mecanismos de la TSR y la migración del gas.

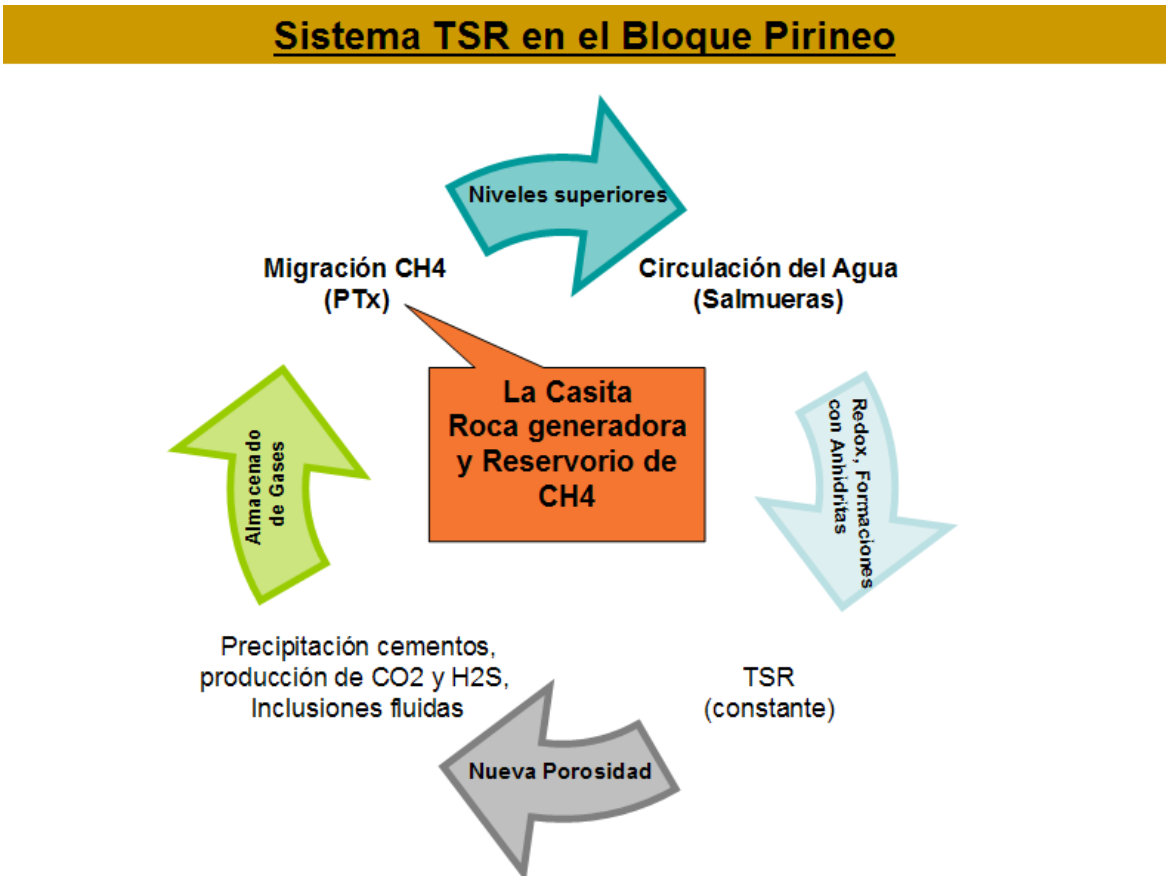


Fig. IX.3. Síntesis de los eventos estudiados y que fueron encontrados en relación con los mecanismos de la TSR y la migración del gas.

Chapitre 9

Conclusions générales et perspectives

9 Conclusions générales et perspectives

Les roches mères du Bassin de Sabinas et spécifiquement du Bloc Pirineo, ont été analysées, dans ce travail de thèse, en intégrant des techniques géochimiques, pétrographiques et géophysiques. Cela, a permis de caractériser l'état de diagénèses organique et minéral des formations sédimentaires.

9.1 Origine du kérogène

L'origine de la matière organique a déterminée pour chaque une des formations d'une manière générale, et d'une manière détaillée pour les roches mères et de réservoir. L'origine du kérogène dans les roches mères est une mélange du Type II et principalement de Type III.

La définition théorique de la richesse organique a été possible de la calculer, grâce à l'application décrite dans le Chapitre 5. Toutefois, cette définition reste hypothétique, puisqu'on ne dispose pas des paramètres de référence dans des roches qui ne sont pas transformées thermiquement.

9.2 Diagénèses BSR

Les observations pétrographiques nous montrent une action sulfate réductrice du type BSR, avec précipitation de pyrite framboidale, au moyen de bactéries de surface. Ce phénomène n'affecte apparentement pas le potentiel pétrolier initial, et il est dégradé simplement par l'action thermique de l'enfouissement.

La chronologie diagénétique des sédiments, nous montre clairement la formation de ces pyrites, qui viennent accompagnées d'une évolution de calcites et dolomites, lesquelles ont eu influence dans la porosité des réservoirs. Ceci, est probablement une étape d'interaction eau-roche de basse température.

9.3 Préservation de la matière organique et du potentiel pétrolier initial

Les résultats du modèle géochimique, montrent que la vitesse de sédimentation (sedimentation rate SR) a été essentielle dans la préservation de la matière organique. L'exemple plus important a été dans la Formation La Casita, où le SR a atteint une valeur de 40-60 m/Ma, ce qui a aidée à la préservation du kérogène.

La maturation intense qui a soufferte la matière organique dans le Bassin de Sabinas, n'a pas permis dans d'autres études, d'estimer les potentiels pétroliers initiaux (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Román-Ramos et Holguín-Quiñones, 2001). Ce pourquoi, on a défini par des méthodes alternatives, à partir de la conjugaison des techniques de SR examinées dans ce travail, pour le calcul de la richesse pétrolière de la roche mère principale La Casita. Son potentiel initial obtenu est entre 3 et 6% de COT, et un IH d'une valeur compris entre 250 et 500 mgHC/gCOT.

Pour la Formation La Peña, le COT initiale calculé a une valeur d'entre 1.5 et 3%, avec un IH entre 90 et 240 mgHC/gCOT. Par contre, pour la Formation Eagle Ford, le COT initiale oscille entre 1 et 2.5%, et l'IH entre 50 et 200 mgHC/gCOT.

Actuellement, les maturités mesurées pour les principales roches mères, sont les suivantes : La Casita se trouve à la fin de la fenêtre à gaz, La Peña est dans la fenêtre à gaz et Eagle Ford dans la fenêtre à huile.

9.4 Maturation thermique de la MO

L'évolution thermique dans La Casita a été progressive avec l'enfouissement. Cette maturité a été sans doute très intense, due à son profondeur, un enfouissement supérieur à 8 km.

Le flux de chaleur pour le Jurassique tardif a été de 100 mW/m^2, pour atteindre un enfouissement maximal dans le Paléocène, et postérieurement l'uplift de l'Orogénie Laramide à provoque la régression marine des eaux du Golfe de Sabinas, jusqu'aux côtes actuelles du Golfe du Mexique, ce qui à son tour a donné lieu à une

suspension de sédimentation postérieure à cet événement, ainsi qu' à une érosion du bassin d'approximativement de 2,4 km de sédiments dans le secteur du Bloc Pirineo. Ces estimations ont été possibles en considérant le calibrage thermique des modèles géochimiques avec le %Ro.

Pour confirmer cette thermicité on a réalisé un calibrage avec les conditions PTX. Ceci nos a permis aussi, de connaitre les pressions correspondantes à la circulation de fluides.

Des événements tectoniques importants dans l'histoire du bassin (enfouissement maximal et uplift), ont fortement influencé la circulation de fluides. L'huile produit par la roche mère La Casita, entre 116 et 90 Ma., a dû se stocker in situ et souffert un craquage (cracking) à gaz. Pendant l'uplift, ce gaz a migré vers les réservoirs supérieurs plus jeunes, comme la Formation La Virgen.

9.5 Formation du gaz

L'harmonie, entre le cracking thermique de la transformation de la matière organique sous forme d'huile, et de l'huile sous forme de gaz, s'est effectuée bien avant que la circulation des fluides aille donner lieu par les systèmes des fractures et des failles.

Ceci peut être confirmé avec les résultats des inclusions fluides qui indiquent que cette migration ne contient pas de l'huile. L'accumulation de gaz dans les formations supérieures s'est effectuée pendant le soulèvement de l'uplift, qui à provoque un refroidissement et une diminution de pression dans les fluides.

La circulation de saumures entre les formations pendant la migration, ont crée en réalité un front de sulfate-réduction de type TSR. Les analyses de l'intérieur d'inclusions étudiées, réalisés avec le microscope de Raman, montrent une composition CH_4- CO_2- sel-eau caractéristiques de sédiments profonds à haute température.

Les données obtenues in-situ de plays producteurs de gaz, sont en accord avec les résultats du modèle géochimique. On observe clairement, une accumulation de gaz

sec dans la roche mère produit dans elle-même par un cracking secondaire qui s'effectue avant la migration. Ceci est aussi en accord avec l'interprétation des isotopes $\delta^{13}C_2/\delta^{13}C_3$ vs C_2/C_3 (mol/mol) qui s'utilisent pour suivre classiquement la transformation thermique des roches mères.

Dans ce contexte, les roches mères du Bassin de Sabinas utilisées dans le modèle géochimique, avec les valeurs définies pour le TOC et IH initiales, ont montré une évolution correcte et cohérente avec la génération des HC actuels.

Le Bassin de Piedras Negras à proximité du Bassin de Sabinas, produit du gaz et du gaz condensé, du au fait que son érosion a diminué la charge lithostatique, ce qui a provoqué un refroidissement des sédiments. Ceci a permis une décélération dans la transformation thermique de la fenêtre du gaz sec.

L'huile trouvé dans les inclusions fluides, dans des cristaux de fluorine de gisements de type MVT, des affleurements minéraux de la Bassin de Sabinas, est une preuve pour être en accord avec cette hypothèse.

L'huile trouvée, a été un produit du cracking du kérogène de la Formation La Peña, qui est entré dans la fenêtre à gaz et à condensé à 48 Ma. Cet- à -dire, un million d'années après l'uplift, temps suffisant pour que le gaz soit stocké dans les pièges structurels préexistants, qui seraient postérieurement fracturé par l'événement orogénique Laramide.

Ces fluides ont été mélangés avec les saumures minéralisées, qui ont migré aux formations supérieures et ont donné naissance aux gisements minéraux de type MVT. Dans ces formations on a observé des inclusions fluides avec huile, dans des minéraux de fluorine.

9.6 Migration secondaire

L'huile stockée dans les sédiments du Jurassique Tardif au Cretacique Moyen, est entré dans la fenêtre à gaz sec à 69 Ma pour La Casita, et à celle du gaz et condensé à 48 Ma pour La Peña. Ces HC ont migré vers la surface. Pour cela, les

inclusions d'huile-eau et du gaz trouvées dans la surface contiennent des fluides provenant des formations La Casita (la CH_4- CO_2) et La Peña (huile).

9.7 Thermicité, érosion et modelé 1D

L'érosion provoquée par l'Orogénie Laramide, a été déterminée par une calibration correcte du modèle géochimique en 1D. On a considéré l'épaisseur de l'eau pendant l'histoire du bassin et la température de l'interphase eau-dépôt. L'érosion estimée ici (entre 1.2 et 2.2 km de sédiments) diffère un peu par rapport à la littérature. Ces sédiments ont probablement stocké d'huile dans des pièges structurels préexistants à l'uplift.

L'intégration de données géochimiques, pétrographiques et géophysiques, du modèle thermique et géochimique en 1D, nous ont aussi permis d'évaluer avec majeure précision, la diagénèse thermique de la matière organique, tant pour les roches mères que pour les roches réservoirs. Dans ce travail, des modèles 1D ont été effectués sur 15 puits avec un calibrage géochimique complet (%Ro, AIT, BHT), et sur 31 puits avec seulement des températures de puits (BHT).

9.8 Calibrage en pression et Modelé 2D

Les résultats du calibrage de 9 sections séismiques 2D, ont révélé des caractéristiques du fonctionnement d'un système pétrolier, dans lequel la diagénèse minérale est importante, étant donné l'interaction eau-roches-gaz. Ces interactions organique-minérales étaient trouvées dans la surface auparavant, mais elles étaient inconnues en profondeur jusqu'à ce travail qui le met en évidence.

Les analyses géochimiques impliquées dans le modèle géochimique, indiquent la présence de roches mères très productives qui, par l'effet de l'enfouissement, la plupart d'elles sont actuellement transformées complètement. Toutefois, la diagénèse minérale et l'histoire tectonique du bassin, a aidé à la formation des couvertures et des pièges structurels, en stockant HC dans les mêmes roches mères.

La cinétique proposée pour le Bassin de Sabinas, produit du CO_2 en proportions semblables à celles obtenues dans les gisements prouvés de plays producteurs. Ceci, a été possible grâce à la modification réalisée à l'histogramme des énergies d'activation. Ces énergies ont été calculées à partir de données bibliographiques. La production de CO_2 s'est réalisée dans la fenêtre à l'huile. La génération des HC dans le Bassin de Sabinas, a atteint en général un cracking secondaire, en produisant du gaz et du condensé dans la partie NE du bassin, et du gaz sec dans presque la totalité du bassin.

La pression moyenne de migration pendant l'étape de l'uplift (à 49 Ma.) a été de 550 bar dans la Formation La Casita, tandis que pour l'étape de relaxation de l'uplift a été de 290 bar (à 36 Ma) dans la Formation Padilla.

Les températures des fluides au moment de la migration, se sont maintenues dans des rangs de 140°C à 200°C. Ces températures et les pressions décrites ont motivé, les événements de migration observés pétrographiquement (confirmés aussi par le modèle géochimique 2D) ainsi que, les phénomènes physico-chimiques de sulfate réduction qui ont donné lieu aux transformations diagénétiques des formations dans le bassin.

L'interprétation séismique suggère, que pendant l'uplift, le système des failles à contrôle complètement l'accumulation et la migration des HC. Généralement, il paraît avoir une connexion entre le bassement et les réservoirs de HC, par des failles prononces et profondes origines avec l'Orogénie Laramide, que par conséquence ont fracturé le paquet sédimentaire en provoquant une dismigration des HC vers des pièges structurels créés par des horts et grabens dans le bassin.

9.9 Modelé 3D

Les plays exploratoires dans le Bassin de Sabinas, et en particulier pour le Bloc Pirineo, sont principalement les Formations La Casita, Padilla, La Viergen M1 et La Peña.

Une étude détaillée en 3D, pour le Bloc Pirineo, a été réalisée afin de prévoir le risque de production de CO_2 par connexion de failles profondes avec les réservoirs. La corrélation de données géochimiques et géophysiques, nous montrent une complémentarité entre les prospectus identifiés par les deux techniques.

La technique géochimique en 2D, montre des prospectus qui n'ont pas été identifiés par l'analyse géophysique de la séismique 2D et 3D, ce pourquoi il est indispensable de combiner les deux techniques dans de futurs travaux, pour définir avec une plus grande précision les domaines exploratoires, dans des emplacements avec une plus petite incertitude.

Il est important d'indiquer que le Bassin de Sabinas, stocke de manière naturelle dans le secteur Minero-Florida du Bloc Pirineo, de grandes quantités de CO_2, et probablement de grandes réserves de CH_4. Celle-ci est une occasion de prouver dans un futur le bassin comme réservoir artificiel, avec la possibilité d'utiliser les réservoirs vides, et y injecter du CO_2. Ce bassin a une capacité de stocker approximativement $4{,}63 \times 10^9$ m^3 de gaz, valeur calculée par le logiciel 3D Surfer® V8 pour les Formations La Casita, La Virgen M1 et La Peña. En effet, dans quelques secteurs du bassin, le CO_2 est déjà naturellement stocké. Il est donc possible d'utiliser les couvertures de Barril Viejo-Menchaca et de La Virgen pour stocker le CO_2 dans les pièges existants.

9.10 Les interactions eau-roche-gaz

Les résultats de cette recherche, en comparaison avec d'autres études dans d'autres bassins, nous dissent que : *L'indice de la TSR augmente quand la solubilité du méthane augmente. Au même temps, la solubilité du méthane en eau augmente aussi avec la diminution de la salinité* (e.g. Duan *et al.*, 1992).

En analysant les démonstrations de Worden et Smalley, (1996) on résume que: *la salinité diminue cinq fois pendant la TSR, et la solubilité du méthane augmente durant la réaction, ce pourquoi, l'indice de la réaction de TSR sera progressivement accéléré du au fait que la réaction est catalysé par un de ses produits: l'eau. Où la TSR est par conséquent, un processus autocatalytique.*

Concernant l'augmentation soudaine en H_2S, et le début soudain du remplacement de l'anhydrite par la calcite, avec l'augmentation de profondeur au dessous de 4300 m (à températures de +140°C). On peut dire que, dans le cas exclusif du Bloc Pirineo, ce phénomène se présente dans les niveaux producteurs de la Formation la Virgen M1, car sur cette Formation on trouve la Virgen M2, considéré comme couverture pour sont concentration en évaporites. On peu rappeler que les puits du play Pirineo peuvent, par son interaction avec les évaporites de la Formation la Virgen M2, produire facilement du H_2S (déjà vérifié pendant la production).

Les précipitations de pyrite et la génération de la porosité, se produisent avec la transformation de la calcite en dolomite, événement que nous associons à la BSR. Par contre la précipitation des anhydrites, de calcites, de dolomites et du quartz, ont été associée à la transformation TSR, avant le cracking secondaire de l'huile en gaz, à haute température (entre 160 et 200°C).

Les événements de réduction thermochimique de sulfate de type TSR, associées à des variations de pression et température (marquées avec stilolites et précipitation de soufre élémentaire), ont été produits après l'enfouissement maximal pendant l'uplift de l'Orogénie Laramide.

En accord avec la littérature, ceci prouve que les HC migrés sous forme de gaz non associé à l'huile, ont été et, sont en constante réaction avec les minéraux et l'eau du bassin. Ces réactions affectent le système pétrolier, en détruisant ou en générant la porosité et/ou la perméabilité, dans les roches mères comme dans les réservoirs.

En effet, la première étape de la TSR (1), une partie de ces réservoirs sont transformés en couvertures avec des précipitations ponctuelles des sulfates, calcite et silicium dans la porosité, dans un système où la salinité de l'eau augmente avec la température. Dans une seconde étape, la TSR (2) continue et détruit l'ahydrite et la calcite en produisant de la porosité, en fonctionnant dans des surpressions.

Dans ces conditions, la précipitation de soufre élémentaire se produit quand la solution est plus oxydante. Dans cette seconde étape, l'eau contient du méthane, du

CO_2 et la température diminue. Dans la troisième étape, TSR (3), la migration du gaz de La Casita s'échappe des réservoirs de La Virgen, et migre ensemble avec l'huile de la Formation La Peña pour apparaitre en surface, sous forme des inclusions fluides attrapés dans les minéraux de fluorine.

9.11 Évolution de la porosité et de la TSR, pendant la formation et la migration des hydrocarbures

La porosité du Bassin de Sabinas, en accord avec ce contexte se origine en trois étapes:

- Une porosité primaire, à basse température et pression, modifiée pendant le dépôt sédimentaire, par des processus bi-diagénétiques de type BSR, avec la formation des pyrites framboidales et la transformation de calcites dans dolomites.
- - Une porosité secondaire pour fracturation, créée pendant l'enfouissement, une foi que les interactions eau roche ont continué, et produite de la précipitation d'anhydrite et calcite secondaires, de température plus importante, en créant plus de pressions.
- Une microporosité tertiaire est observée après l'enfouissement maximal, postérieur à l'Orogénèse Laramide, qui crée les systèmes de failles et de pliages dans le bassin, en fracturant ces formations pendant l'uplift. En conclusion, cette phénomène tectonique à développé des microporosités, qui en suite, à servi de communication entre les réservoirs.

Le schéma de la Figure IX.1 résume ces phénomènes en suivant le fonctionnement de l'expulsion dans le bassin à partir du diagramme de subsidence dans le Bloc Pirineo.

Dans cette recherche, on montre l'origine tardive du CO_2, principalement de type métamorphique (comme les isotopes $\delta^{13}C$ l'indiquent), qui explique comment ce gaz a réussi à être stocké et précipité sous forme de carbonates dans les réservoirs.

La circulation de ce gaz s'est fait par un système de failles profondes, qui coupent le bassement comme le montre le modelé 2D. Ce gaz accompagné du CH_4 dissous

dans l'eau, a formé un système bien évidemment complexe pour le modelage, où les conditions de température ont été par fois supérieures à 200°C et avec des pressions supérieures à 250 bars.

Dans ce contexte les pyrobitumes, témoignent l'accumulation de l'huile dans la roche mère, et du cracking secondaire « in situ » de ce gaz. Les inclusions fluides nous montrent, que le gaz a migré seulement pendant la TSR (2), en traversant les Formations de Padilla, de Barril Viejo et Menchaca. Cela a permis pouvoir déterminer le moment de la charge des réservoirs de la Formation la Virgen, après la transformation par cracking secondaire de l'huile produit par la roche mère La Casita.

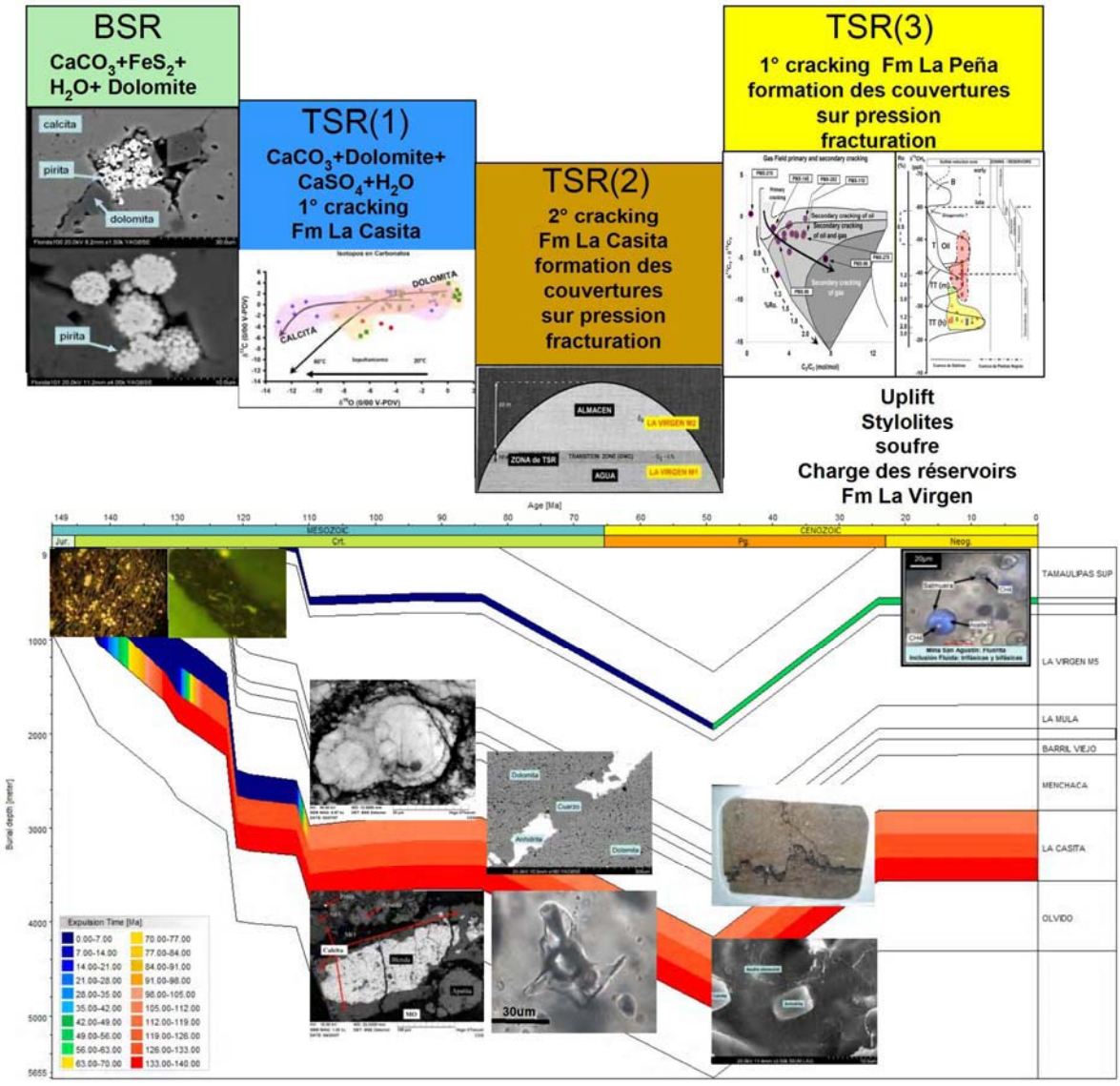


Fig. IX.1. Transformations diagénétiques d'interactions BSR et TSR, pendant le fonctionnement du système pétrolier du Bassin de Sabinas.

Ces routes de migration, ont fonctionné avec un rythme plus important après l'uplift, et se caractérisent par la précipitation du soufre élémentaire (sans pyrobitumes) principalement dans les stylolites, lesquelles nous indiquent une migration de gaz, avec une variation dans les pressions lithostatiques et les températures, due a la tectonique et l'érosion associée à l'Orogénèse Laramide.

Les observations en fluorescence des inclusions fluides de surface, nous montrent par contre de l'huile à des températures qui varient entre 160 et 200 °C. Ce phénomène n'est pas contradictoire, et indique une dismigration tardive des réservoirs de la Formation La Virgen, qui arrivent à la roche mère La Peña, et permettent une migration d'huile avec le gaz de la Formation La Casita.

Avec tous ces phénomènes on explique comment la température et la pression diminue dans le réservoir durant l'extraction industrielle du gaz. La relation CH_4/CO_2 en composition change car les solubilités de ceux-ci dans l'eau deviennent inverses durant l'exploitation industrielle.

La Figure IX.2, montre l'évolution de la composition du gaz de production dans les puits producteurs dans la Bassin de Sabinas et la composition du gaz des inclusions fluides de plusieurs formations. Ces compositions et comportements de solubilité sont très semblables entre le CO_2, le H_2S et le CH_4. Ceci suggère que la migration du gaz dans ce bassin, est en accord avec la migration dans l'eau, et sa circulation dans le bassin.

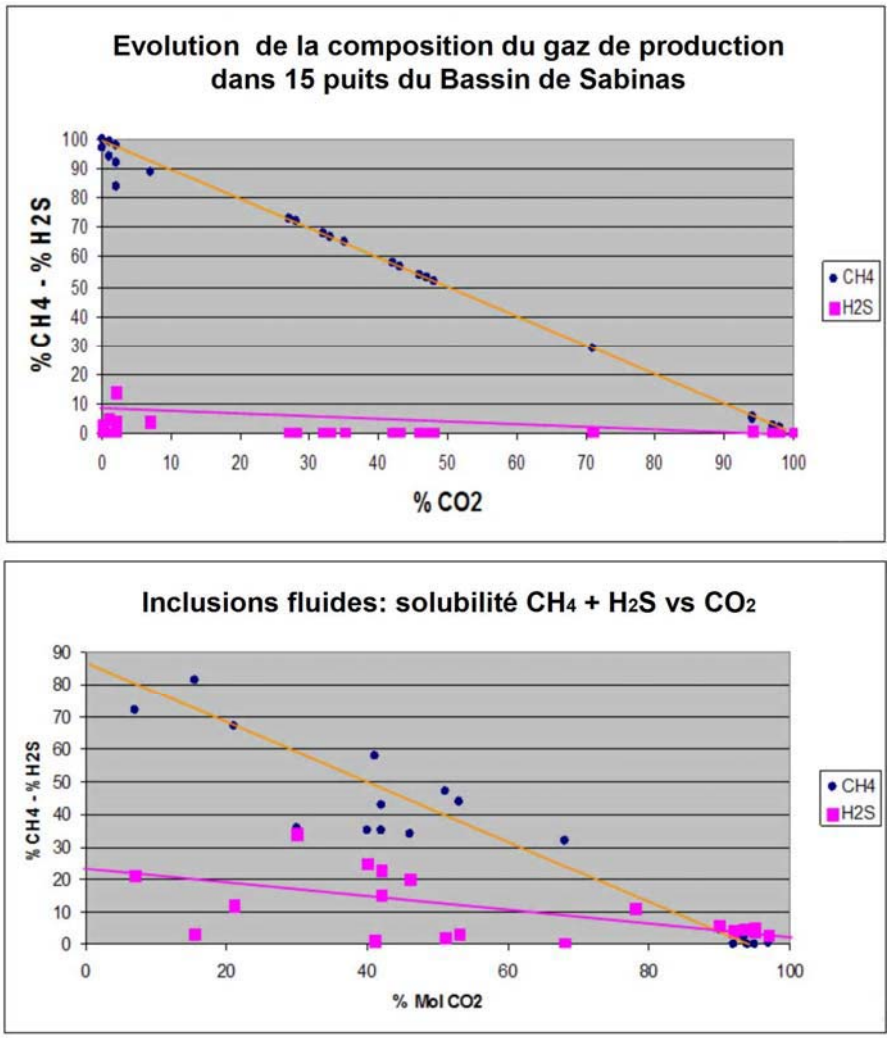


Fig. IX.2. Compositions du gaz des inclusions fluides (de plusieurs formations) et certains des puits producteurs dans le Bassin de Sabinas. Martínez *et al.,* (2008).

D'après les mécanismes de réaction proposés dans la littérature, il existe aussi la possibilité de la formation d'une solution d'hydrogène et d'eau dans la TSR, produit de cette transformation d'interaction CH_4-CO_2-H_2O-H_2S avec la roche, à des températures de 160°C. Les isotopes de carbone et deutérium pour le CH_4 exploité dans le bassin, présentent des valeurs très variables, ce qui fait penser à cette possibilité.

La Figure IX.3, nous montre une synthèse des événements étudiés qui ont été trouvé par rapport aux mécanismes de la TSR et la migration du gaz.

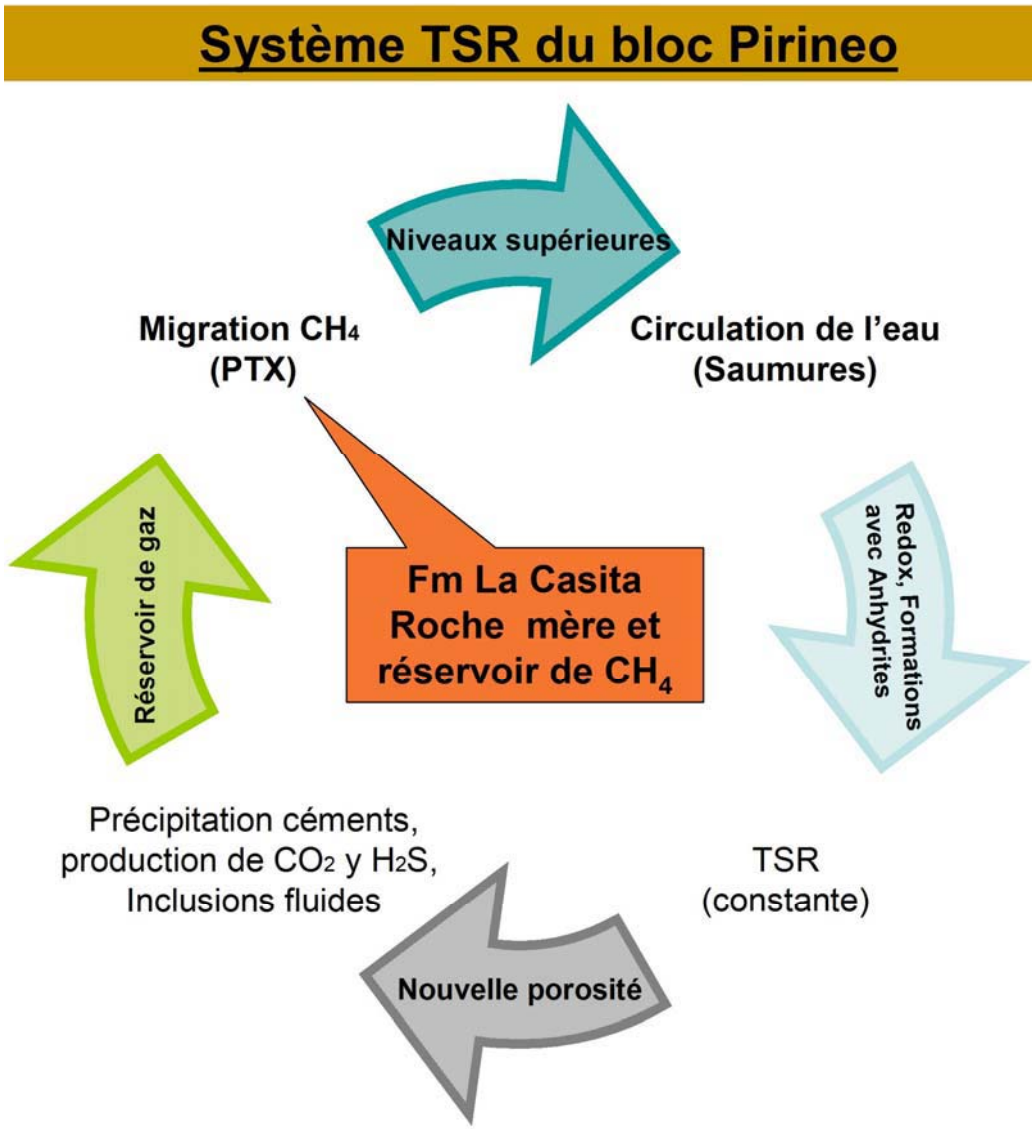


Fig. IX.3. Synthèse des événements étudiés, qui ont été trouvé en relation avec les mécanismes de la TSR et la migration du gaz.

Referencias Bibligraficas

Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J. y Hubberten, H. (1996): Paleoceanographic changes at the Jurassic-Cretaceous Boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico, *Cretaceus Research*, v. 17, p. 671-689.

Adriasola-Muñoz, Y. (2003): The thermal history of the western Lower Saxony Basin, Germany, zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der Naturwissenschaften, genehmigte Dissertation. Von der Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen, Deutch, 22.12.2006, 165 p.

Alfonso, Z.J. (1978): Geología regional del sistema sedimentario Cupido. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 30, n. 1, 2, p. 1-55.

Allen, A.P., y Allen, R.J. (1990): Basin analysis, Oxford, U. K., *Black-well Scientific Publications*, 451 p.

Alpern, B. (1970): Classification pétrographique des constituents organiques fossiles des roches sédimentaires. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* v. 25, p. 1233-1265.

Alpern, B. (1984): Petrograhie des charbons et gazéification in situ. *Bulletin de la Societé Geologique de France*, v. 26, p. 739-756.

Alpern, B., y Lemos de Sousa, M.J. (1970): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite et de la fusinite des houilles. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, v. 271, p. 956-959.

Alsaab D., Elie M., Izart A., Reinhard F., et al. (2008): Predicting methane accumulations generated from humic carboniferous coals in the Donbas fold belt (Ukraine), *AAPG Bulletin*, v. 92, N°. 8, p. 1029 - 1053.

Alsaab, D., Elie, M., Izart, A., et al. (2007): Comparison of generative capacities for bitumen and gas between Carboniferous coals from Donets Basin (Ukraine) and a Cretaceous coal from Sabinas-Piedras Negras Basin (Mexico) during artificial maturation in confined pyrolysis system, *International Journal of Coal Geology*, v. 71, p. 85–102.

Anderson, T.H., y Schmidt, V.A. (1983): The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr J.F., Housh T.B., et al. (2005): El vulcanismo intraplaca del Cenozoico Tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, volumen conmemorativo del centenario, tomo LVII, N° 3, p. 187-225.

Barbosa-Gudino, J. R., Tristán-González, M., and Torres-Hernández, J. R. (1999): Tectonic setting of pre-Oxfordian units from Central and northeastern México: A review, in Bartolini, C., Wilson, J. L., & Lawton, T. F., Eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, *Geological Society of America, Special paper* 340, p. 197-210.

Barker, C.E. y Pawlewicz, M.J. (1993): An empirical determination of the minimum number of measurements needed to estimate the mean random vitrinite reflectance of dissemined organic matter. *Organic Geochemistry*, v. 20, p. 643-651.

Bartok, P. (1993): Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relations to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics*, v. 12, p. 441-459.

Behar, F., Beaumont, V., De, B., y Penteado, H.L. (2001): Rock-Eval 6 Technology : Performances and Developments. *Oil and gas Science and Technology* – Rev. IFP, v. 56, N° 2, p. 111 - 134.

Bernard, B.B., Brooks, J.M., y Sackett, W.M. (1977): A Geochemical Model for Characterization of Hydrocarbon Gas Sources in Marine Sediments. *In Offshore Technology Conference*, May 1977, OTC 2934, p. 435-438.

Bildstein, O., Worden, R.H., y Brosse, E. (2001): Assessment of anhydrite dissolution s the rate-limiting step during thermochemical sulphate reduction. *Chemical Geology*, v. 176, p. 173-189.

Bird, P. (1988): Formation of the Rocky Mountains westwrn Unites States: A continuum computer model. *Science*, v. 239, p. 1501-1507.

Bitzer, K., y Salas, R. (2002): SIMSAFADIM: Three-dimensional simulation of stratigraphic architecture and facies distribution modeling of carbonate sediments. *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 1177-1192.

Bourdet, J. (2008): Histoire de la diagenèse et des remplissages des réservoirs pétroliers carbonatés d'âge Mésozoïque du Bassin du Sud-Est Mexicain, 365 p. *Thèse PhD: Sciences de la Terre et de l'Univers*: Université Henri POINCARE Nancy I: Faculté des Sciences, UMR CNRS G2R/7566, Ecole Doctoral RP2E, Vandœuvre les Nancy CEDEX, France. 362 p.

Brenner, R.L., y Davies, D.K. (1973): Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana: *Geol. Soc. America Bull*., v. 84, p. 1685-1697.

Brenner, R.L. (1974): Oxfordian sedimentation in western interior United States: *AAPG Bull*., v. 58, p. 407-428.

Brenner, R.L. (1978): Sussex sandstone of Wyoming—example of Cretaceous offshore sedimentation: *AAPG Bull*., v. 62, p. 181-200.

Brenner, R.L. (1980): Construction of Process-Response Models for Ancient Epicontinental Seaway Depositional Systems Using Partial Analogs. *AAPG Bull*., v. 64, No 8, p. 1223-1244.

Brizuela, V.L. (1992): Geología General de la Zona Carbonífera de Monclova-Sabinas, Estado de Coahuila; Informe interno, *Minerales Monclova S.A. de C.V. Tomo I*. 74 p.

Buffler, R.T., y Sawyer, D.S. (1985): Distribution of Crust and early history, Gulf of México basin. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 35, p. 333-344.

Burnham, A.K., y Sweeney, J.J. (1989): A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, N°10, p. 2649 - 2657.

Burrus, J., Kuhfuss, A., Doliguez, B., y Ungerer, P. (1991): Are numerical models useful in reconstructing the migration of hydrocarbons? A discussion based on the northern Viking Graben. In: England, W.A. & Fleet, A.J. (eds) Petroleum Migration. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 59, p. 89–109.

Camacho-Ortegón, L.F., Martínez, L., Piédad-Sánchez, N., et al. (2008a): Modelling of the CO2 and CH4 formation in Mesozoic sediments of the Mississippi Valley type: Study of geochemical implication in relation with heat flow evolution in the Pirineo block of the Sabinas basin of Northeastern Mexico. 22ème *Réunion des Sciences de la Terre, Nancy-CEDEX-France*, 21 - 24 avril 2008, p. 344.

Camacho-Ortegón L.F., Martínez, L., Piédad-Sánchez, N., et al. (2008b): Origen del petróleo en Inclusiones fluidas de afloramientos cretácicos de fluorita y celestita, cuenca de Sabinas, NE de México. *11th ALAGO 2008 International Latin-American Congress on Organic Geochemistry, 2nd - 6th November 2008, Margarita Island, Porlamar, Venezuela. Memoria electronica*.

Camacho-Ortegón, L.F., Piedad-Sánchez, N., Martínez, L., y Pironon, J. (2008c): Modelado Numérico de la Generación, Migración y Acumulación de Hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas, Bloque PIRINEO NE de México: implicación de la reconstrucción PTX de las Inclusiones fluidas., *11th*

ALAGO 2008, International Latin-American Congress on Organic Geochemistry, 2nd - 6th November 2008, Margarita Island, Porlamar, Venezuela. Memoria electronica.

Camacho-Ortegón L. F., Martinez, L., Piedad-Sánchez, N., et al. (2009a): Modelling of Hydrocarbon generation and migration in the PIRINEO Block, Sabinas Basin, Later Jurassic – Later Cretaceous, NE of Mexico: Part I: *Thermal evolution of petroleum system (1D). In edition.*

Camacho-Ortegón L. F., Martinez, L., Piedad-Sanchez, N., et al., (2009b): Modelling of Hydrocarbon generation and migration in the PIRINEO Block, Sabinas Basin, Later Jurassic – Later Cretaceous, NE of Mexico: Part II: *a basin modelling study in 2-D and 3-D. In edition.*

Cantú Chapa, A. (1989): La Peña Formation (Aptian): a condensed limestone-shale sequences from the subsurface of NE Mexico. *Journal of Petroleum Geology*. 12 (1), p 69-84.

Cantú-Chapa, A. (2007): La Formación La Peña (cretácico inferior) en el subsuelo del Noreste de México: ¿una secuencia condensada o un hiato?, Instituto Politécnico Nacional, *documento electrónico disponible en*; http://www.petroquimex.com/formacion.htm.

Carman, P.C. (1938): The determination of the specific surface of powders. *J. Soc. Chem. Ind. Trans.*, v. 57, 225.

Carman, P.C. (1956): Flow of gases through porous media. *Butterworths Scientific Publications, London.*

CET-MPG. (2006): Estudio Reparacion de Pozos: Bloque Pirineo. Centro de Especialidades Tecnicas, ODT CET – 007 – 06. *Informe Final, Informe interno inedito*, Caracas, Venezuela, 322 p.

Charleston, S. (1973): Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México; *University of Michigan [Ph. D. Dissertation*], 268 p.

Charleston, S. (1981): A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C.I., Katz, S.B. (eds.), Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: *West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, Publication 81-74, p. 28-36.

Charlou, J.L. y Donval, J.P. (1993): Hydrothermal Methane Venting between 12°N and 26°N along the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophys. Research*, 98, B6, p. 9625-9642.

Charlou, J.L., Fouquet, Y., Bougault, H., y Donval, J.P. (1998): Intense CH4 Plumes Generated by Serpentinization of Ultramafic Rocks at the Intersection of the 15°20'N Fracture Zone and the Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, N° 13, p. 2323-2333.

Chávez-Cabello, G. (2005): Deformación y Magmatismo Cenozoico en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. *Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México*, Juriquilla, Qro. México, 312 p.

Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., et al. (2005): La Falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* Tomo LVII, Num. 1, p. 27-52.

Colombo, U., Gazzarrini, F., Gonfiantini, R., et al. (1970): Carbon Isotope Study on Methane from German Coal Deposits. Hobson, G.D., Speers, G.C. (Eds.), *Advances in Organic Geochemistry,* 1966, Pergamon Press, Oxford, p. 1-26.

Combaz. A. (1980): Les kerogènes vus au microscope. In; *Kerogen. Ed. Technip, Paris*. p. 55 - 87.

Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Benavides-Muñoz M.E., Piedad-Sánchez, N., y Ferrusquilla-Villafranca, I. (2006): Geología, estructura y composicion de los principales yacimientos de carbón mineral en México, *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo Del Centenario, Tomo 58, p. 141-160.

Cserna, Z. (1960): Orogenesis in time and space in Mexico. *Geologishe Rundschau*, v. 50, p. 67–88.

Cuevas, L.J.A. (1988): Análisis de subsidencia e historia térmica en la Cuenca de Sabinas, Noreste de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 34, p. 56-100.

Debra K. Higley, Michael Lewan, et al., (2006): Petroleum System Modeling Capabilities for Use in Oil and Gas Resource Assessments, U.S. Department of the Interior, Ed. by *U.S. Geological Survey. Reston, Virginia*: Version 1.0, Open-File Report 2006–1024, 22 p, disponible in http://pubs.usgs.gov/of/2006/1024/

Di Primio R., y Horsfield B. (2006): From petroleum-type organofacies to hydrocarbon phase prediction, *AAPG Bulletin*, v. 90, N°. 7, p. 1031 - 1058.

Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, v. 113, n. 9, p. 1142-1160.

Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., et al. (1988): Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.

Diessel C.F.K., (1992): Coal-bearing depositional systems. *Springer, Berlin*, 721 p. ISBN; 3-540-52516-5, 0-387-52516-5

Duan, Z., Moller, N., Greenberg, J., et al. (1992): The prediction of methane solubility waters to high ionic strength from 0 to 250°C and from 0 to 1600 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p 1451 - 1460.

Dubessy, J., Buschaert, S., Lamb, W., et al. (2001): Methane-bearing aqueous fluid inclusions: Raman analysis, thermodynamic modelling and implication to petroleum basins. *Chemical Geology*, v. 173, p. 193 - 205.

Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron, M.C., et al., (2002): Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. *Applied Spectroscopy*, v. 56, p. 99 - 106.

Dubrule, O. (2003): Geostatistics for Seismic data Integration in Earth Models. *Sponsored by the Society of Exploration, Geophysicists & European Association of Geoscientists*, 279 p., ISBN-10: 1560801212, ISBN-13: 978-1560801214

Dubrule, O., Thibaut, M., Lamy, P., y Haas, A. (1998): Geostatistical reservoir characterization constrained by 3-D seismic data. *Petroleum Geoscience,* v. 4, p. 121-128.

Durand, B. (1980): Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. *In Kerogen, ed. Durand B, Ed. Technip, Paris*, p.13-33.

Durand, B., y Monin, J.C. (1980): Elemental analysis of kerogens (C, H, O, N, S, Fe). In Kerogen, ed. *Durand B, Ed. Technip, Paris*, p. 113-142.

Durand, B. Ed. (1980): Kerogen. Editions Technip, Paris. ISBN : 2-7108-0371-2. 550 p.

Dyern, M.J., y Bartolini, C. (2004): Sabinas Basin Lower Cretaceous to Jurassic Production - Comparison to South Texas Equivalents. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 54, p. 169-184.

Echanove-Echanove, O. (1986): Geología petrolera de la Cuenca de Burgos (Parte I). Consideraciones geológico-petroleras. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v 38, p. 3-74.

Eguiluz de Antuñano, S. (2001): Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeaster Mexico. *In C. AAPG Memoir* 75. p. 241 - 270.

Eguiluz de Antuñano, S. (2007): Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los estudios de plays en la Cuenca de Sabinas Coahuila, México, *Revista geociencia, Revista del Servicio Geológico Mexicano*, Año 1, N° 1, p. 9-36.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-Garcia, y M., y Marrett, R. (2000): Tectonica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana*, v 52, p. 1-26.

Emery, D. y Robinson, A. (1993): Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology. *Blackwell Scientifi Publications, Oxford, London*, 254 p. ISBN 0-632-03433-5

Emery, K.O., y Uchupi, E. (1984): The geology of the Atlantic Ocean, *Springer, New York*. 1050 p. ISBN 10: 3540960325, ISBN 13: 9783540960324

Espitalié, J. (1983): Source roc characterization by pyloysis. *Workshop OAPEC and IFP, Organic Geochemistry Applied to Oil Exploration*, 12 – 15 December 1983, Ruel-Mailmaison, France.

Espitalié, J., Deroo, G., y Marquis, F. (1985a): La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue de l'IFP*, v. 40, p. 563 - 579.

Espitalié, J., Deroo, G., y Marquis, F. (1985b): La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue de l'IFP*, v. 40, p. 755 - 784.

Espitalié, J., Deroo, G., y Marquis, F. (1986): La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue de l'IFP*, v. 41, p. 73 - 89.

Espitalié, J., Madec M., Tissot B. et al. (1977): Source rock characterization method for petroleum exploration. *Offshore Technology Conference*, OTC 2935, Houston. Texas. May 2-5, p. 439 - 444.

Ewing, T.E. (2003): Review of the Tectonic History of the lower Rio Grande border region, South Texas and Mexico, and Implications for Hydrocarbon Exploration. *SIPES, Newsletter*. N°2. pp. 1, 16-21.

Faber, E., Stahl, W.J. y Whiticar, M.J. (1992): Distinction of Bacterial and Thermogenic Hydrocarbon Gases: *Bacterial Gas, R. Vially (Ed.), Bacterial Gas, Paris, Editions Technip*, p. 63-74.

Fastovsky, D.E.O., Hermes, D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., y Hernández, R. (2005): Pre–Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: *Geological Society of America, Special Paper*, 393, p. 259-282

Flohr, M. J.K. (1997): X-Ray Powder Diffraction. U.S. Department of the Interior, *U.S. Geological Survey*. Maintained by Eastern Publications Group Web Team. Last revised 1-28-00. Disponible en : http://pubs.usgs.gov/info-handout/diffraction/html/.

Flores-Espinoza, E. (1989): Stratigraphy and sedimentology of Upper Creraceus terrigenous Rocks and coal of the Sabinas-Monclova area, Northern Mexico. *Tesis de Doctorado. Universidad de Austin y Texas, San Antonio Tx. U.S.A.*, 315 p.

Flores-Galicia, E. (1988): Geología y reservas de los yacimientos de carbón en la Republica Mexicana. In Salas, G. ed., *Geología Económica de México*. Fondo de Cultura Económica. México, p. 175-217.

Galimov, E.M. (1988): Sources and Mechanisms of Formation of Gaseous Hydrocarbons in Sedimentary Rocks. In Origins of Methane in the Earth, *Chemical Geology (Special Issue), Schoell, M. (Ed.)*, v. 71, p. 77-95.

Galindo-Torres, V., Eguiluz de Antuñano, S., Portill-Chavez, O., et al. (2006): Nuevas oportunidades exploratorias, Bloque Pirineo, Monclova Pirineo Gás, Moneterrey, N.L. *Informe MPG Inédito*, 147 p.

Garrison, J.M., y McMillan, N.J. (1999): Evidence for Jurassic continental-rift magmatism in NE Mexico: Allogenic metaigneous blocks in El Papalote evaporite diapir, La Popa Basin, Nuevo Leon, Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado, EUA, *Geological Society of America, Special Paper*, 340, p. 319-332.

Gibson, G.T. (2007): Upper Paleocene Foraminiferal Biostratigraphy and Paleoenvironments of the Salt Range, Punjab, Northern Pakistan, Chapter E. in; Regional Studies of the Potwar Plateau Area, Northern Pakistan, Edited by Peter D. Warwick and Bruce R. Wardlaw, Bulletin 03- 078, *U.S. Geological Survey, ISBN*: 978-1-4113-2093-2, 123 p.

Goldhammer R.K. (1999): Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: Bartolini C, Wilson JL, Lawton TF (eds) Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper, Boulder* 340, p. 1-58.

Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., y Lehmann, P.J. (1993): The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data, inverse and forward stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 318-359.

Goldhammer, R.K. y Johnson, C.A. (2001): Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of Mexico Rim, *AAPG, Memoir* 75, p. 45-81.

Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., et al. (1991): Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guide-book. Gulf Coast Section, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 85 p.

Goldstein, R.H. (2001): Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems: *Lithos*, v. 55, p. 159-193.

Goldstein, R.H., and Reynolds, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, Oklahoma, EUA, *SEPM Short Course*, v. 31, 199 p.

González-Partida E., Camprubí, A., Canet, C., y González-Sánchez, F. (2008b): Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados. Segunda parte. Ejemplos de la cuenca de Sabinas y la cuenca del Sureste, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 60 (1), p. 23 - 42.

González-Partida E., Camprubí, A., Canet, C., y González-Sánchez, F. (2008a): Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados primera parte: temperatura, presión y composición de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 60 (1), p. 11-22.

González-Partida E., Carrillo-Chavez, A., Grimmer, J., Pironon, J., et al. (2002): Petroleum-rich Fluid inclusion in fluorite, La Purisima Mine Coahuila, México. *International Geology Review*, v. 44, p. 755 - 764.

González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J., et al. (2003): Geochemical evolution of mineralizing fluids at the fluorite La Encantada – Buenavista district: a Mississippi Valley Type deposit: *Ore Geology Reviews*, 23, p. 107-124

González-Sánchez, F., Camprubí, A., González-Partida, E., et al. (2009): Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Pb–Zn deposits in the MVT province of northeastern Mexico, *Mineralium Deposita*, v. 44, N° 3, p. 343-361.

González-Sánchez, F., Puente-Solís R., González-Partida, E., Camprubí, A. (2007): Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59 (1), p. 32-45.

Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, D.J., y Damon, P.E. (1992): Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1-18.

Guiles, K. A. and Lawton, T. F. (2002): Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diaper, noreastern Mexico, *AAPG Bulletin*, v. 86, N° 5, p. 823-840.

Guillaume, D., Teinturier, S., Dubessy, J., et al. (2003): Calibration of the Raman analysis of methane in H2O-NaCl-CH4 fluid inclusions. Validation using natural hydrocarbon and aqueous fluid inclusions. *Chemical Geology*, v. 194, p. 21 - 49.

Guo, Zhanqian, Wang, Xianbin y Liu Wenlong. (1997): Reservoir-Forming of Abiotic Gas in Songliao Basin. *Science in China, Series D*, v. 40, N° 6, p. 621-626.

Guzman, A.E. (1981): Poyecto Formacion La Virgen II. Petroleos Mexicanos, Superintendencia General de Distritos de Exploracion, D.F.N.E., *Superintendencia de Paleosedimentacion, Informe Final, NEM-1703*, 97 p. Informe Inedito.

Hancock, J.M. (1993): Comments on the EXXON cycle chart for the Cretaceous system, *Cuadernos de geologia Iberica, Editorial Complutense, Madrid, Spain*, N° 17, p. 57-78.

Haq, B.U., Hardenbol, J., y Vail, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels, *Since the Triassic, SCIENCE*, v. 235, p. 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J., y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Sea-level changes - An integrated approach, *SEPM Special Publication*, v. 42, p. 71–108.

Heckelp, H. (1977): Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of Mid-Continental North Anierica. *AAPG Bulletin*, v. 61, p. 1045-1068.

Heim, A. (1940): The front ranges of the Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Ecloglas Geol. Helvetiae*, 33, p. 313-362.

Henderson, L.J., Gastil, R.G., y Engebretson, D.C. (1984): Mesozoic aseismic ridges on the Farallon plate and southward migration of shallow subduction during the Laramide orogeny. *Tectonics*, v. 3, p. 121-132.

Hinsbergena van, D.J.J., Kouwenhovenb T.J. y van der Zwaanb, G.J. (2005): Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 221, p. 245-265.

Huc, A.Y. (1980): Origin and formation of organic matter in recent sediments and its relation to kerogen. *In Kerogen, ed. Durand B, Ed. Technip, Paris*, p. 445-474.

Huc, A.Y. (1988): Sedimentology of Organic Matter. In: Humic Substances and Their Role in the Environment (F. H. Frimmel and R.F. Christmas, eds.), *John Wiley & Sons, New York*, p. 215-43.

Humphrey, W.E. (1949): Geology of the Sierra de Los Muertos area, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 60, p. 89-176.

Humphrey, W.E. (1956): Tectonic framework of northeast Mexico, Gulf Coast Assoc. *Geol. Soc., Trans*., v. VI, p. 25-35.

Humphrey, W.E., y Diaz, T. (1956): Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico. Wilson J.L., and Jordan C. eds. *Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin 2003. Report of investigations N°. 267*, 152 p.

Hunt, J.M. (1996): Petroleum Geochemistry and Geology, 2*nd Edition. W.H.Freeman and Co., New York*, 743 p. ISBN 07167-2441-3

Ibach-Johnson, L.E. (1982): Relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments. *AAPG Bulletin*, v. 66, N° 2, p. 170-188.

ICCP (1998): The new vitrinite classification, *International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP System 1994). Fuel*, v. 77, p. 349-58.

IES (1985): Kinetic to CO2 gas generation; in kinetic editor to Petromod software. Integrated Exploration Systems *(IES), Aachen, Germany, Unpublished*.

IES (1995): IES PetroMod Manual: Theoretical Aspects. Integrated Exploration Systems *(IES), Aachen, Germany*, 111 p.

Imlay, R.W. (1936): Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part IV, Geology of the Western part of the Sierra de Parras. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.47, p.1091-1152.

Imlay, R.W. (1940): Neocomian faunas of Northern Mexico, *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 51, p. 117-190.

INEGI (1975): Carta geológica escala 1:50,000, Ocampo G13B38. *Instituto Nacional de Estadistica Geografia e Informática, México.*

ISO 7404-2 (1985): Methods for the Petrographic Analysis of Bituminous Coal and Anthracite, Part 2: Method of Preparing Coal Samples. *International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland*, 8 p.

ISO 7404-3 (1994): Methods for the Petrographic Analysis of Bituminous Coal and Anthracite, Part 3: Method of Determining Maceral Group Composition. *International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland*, 6 p.

ISO 7404-5 (1994): Methods for the Petrographic Analysis of Bituminous Coal and Anthracite, Part 5: Method of Determining Microscopically the Reflectance of Vitrinite. *International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland*, 12 p.

Jenkins R., y Snyder R.L. (1996): Introduction to x-ray powder diffraction, *éd. Wiley Interscience,* 1996, New York, p. 406.

Johnson, C.A. (1989): Structural Analysis of the fold and thrust belt in the vicinity of Monterrey, northeastern Mexico: *Houston, Texas, EUA, Exxon Productions Research Company, Internal Report*, 40 p.

Johnson, C.A., Gray, G.G., y Goldhammer, R.K. (1991): Structure and tectonics of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt near Monterrey, northeastern Mexico[Abstracts]: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 603.

Jones, N.W., Lopez, R., and Cameron, K.L. (1995): Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México. *Geological Society of America, Abstract With Programs*, v. 27, N° 6, p. 388.

Jordan, C., ed. (1978): Sedimentary Processes: Carbonate Sedimentology. *Society of Economic Paleontolgists and Mineralogists, reprint series number 5*, 235 p.

Kedzierski, P. (2007b): Intégration de connaissances sédimentologiques et stratigraphiques dans la modélisation 3D des faciès sédimentaires marins, *PhD thèse, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, laboratoire d'Infographie et d'Analyse de Donnés, Institut national Polytechnique de Lorraine, Vandœuvre les Nancy, France*, 168 p.

Kedzierski, P., Le Soulleuz, A., Mallet, J.L. et al. (2005): Sedimentological and stratigraphic modeling combination membership functions and sequence stratigraphic principles, *In 25th Gocad Meeting Proceedings, 2005*. *Gocad Research Group*.

Kedzierski, P., Mallet, J.L. y Caumon, G. (2007a): Combining stratigraphic and sedimentological information for realistic fasies simulation. *In EAGE Petroleum Geostatistics, European Association of Geoscientists and Engineers*.

Kelleher, J., and McCann, W. (1976): Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction. *Journal of Geophysical Research,* v. 81, p. 4885-8900.

Kelleher, J., y McCann, W. (1977): Bathymetric highs and the development of convergent plate boundaries, in Talwani, M., and Pitman, W. C., III, eds., Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins. *American Geophysical Union Maurice Ewing Series*, v. 1, p. 115-122.

Kelly, A. W., (1936): Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part II, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1009-1039.

Kesler, S. E. (1974): Informe final sobre el proyecto de fluorita en yacimientos de fluorita y de plomo-zinc-plata. *Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Archivo Técnico 050063*, 104 p.

Kesler, S.E. (1977): Geochemistry of manto fluorite deposits, northern Coahuila, Mexico. *Economic Geology*, v. 72, p. 204-218.

Killops S.D., Funell R.H., Suggate R.P., et al. (1998): Predicting generation and expulsion of paraffinic oil from vitrinite rich coals. *Organic Geochemistry*, v. 29, p. 1 - 21.

Kominz, M.A., y Pekar, S.F. (2007): Estimating eustasy and ice volume from backstripped low-latitude stratigraphy. *U.S. Geological Survey and The National Academies; USGS OF-2007-1047, MWR02A*, 19 p.

Kozeny, J. (1927): Ueber kapillare Leitung des Wassers im Boden. Wien, *Akad. Wiss*., 136(2a), 271 p.

Krevelen van, D.W. (1961, 3nd ed. 1993): COAL, Typology – Physics – Chemistry – Constitution. *ELSEVIER*, 979 p. ISBN 0-444-89586-8.

Krevelen van, D.W. (1950): Graphical-Statistical Method for the Study of Structure and Reaction Processes of Coal. *Fuel,* v. 29, p. 269-284

Lafargue E., Marquis F., y Pillot D. (1998): Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production and soil contamination studies. *Oil and Gas Science Technology – Revue de l'IFP*, v. 53, p. 421 - 437.

Lanford J., y Louër D. (1996): Powder diffraction, Reports in Progress in *Physics*, v. 59, p. 131 - 234.

Lawler J.P., y Crawford M.L. (1983): Stretching of fluid inclusions resulting from a low temperature microthermometric technique. *Economic Geology*, v. 78, p. 527-529.

Lehmann, C., Osleger, D.A., y Montañez, I.P. (1998): Controls on cyclostratigraphy of lower cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila Platforms, Northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, N° 6, p. 1109-1130.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., et al. (1999): Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *GSA Bulletin*. v. 111, N° 7, p. 1010-1029.

Lindberg, D., Diffily, J., Farke, A., Flynn, J., et al. (2003): Northeast region, Mexico: Map 63992, Tapestry of Times Past: A paleontological portal for North America, EDUCATION AND HUMAN RESOURCES, GEOLOGY & PALEONTOLOGY, University of California-Berkeley. Development by

Award 0234594 in The National Science Foundation, Arlington, Virginia, USA. PaleoPortal Steering Committee, free acces by
http://www.paleoportal.org/index.php?globalnav=time_space&sectionnav=state&name=Northeast%20region

Littke R., Wygrala B., Sachsenhofer R.F., et al. (1993): 2D modelling of temperature history and gas flow in the Emsland area, northwest Germany and its sensitivity to lithology variations. Geofluids '93, Contribution to an International conference on fluid evolution, migration and interaction in rocks. Ful version of extended abstract sponsored by *British Gas Exploration and Production, Torquay, England*, May 4-7, Ed. by J. Parnell, A.H. Ruffell & N.R. Moles, British Gas, p. 259 – 263

LIU Dehan, XIAO Xianming, XIONG Yongqiang, GENG Ansong, TIAN Hui, PENG Ping'an, SHEN Jiagui y WANG Yunpeng. (2006): Science in Origin of natural sulphur-bearing immiscible inclusions and H2S in oolite gas reservoir, Eastern Sichuan China, *Series D Earth Sciences*, v. 49, N° 3, p. 242-257.

Longoria, F.J. (1984): Stratigraphic studies in the Jurassic of North-eastern Mexico: Evidence for the origin of Sabinas basin, in the Jurassic of the Gulf Rim: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation. *Third Annual Research Conference Proceeding*, p. 171-193.

López, R., Cameron, K.L., y Jones, N.W. (2001): Evidence for paleo-Proterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, v. 107, p. 195-214.

Lorant, F., Prinzhofer, A., Béhar, F. y Huc, A.Y. (1998): Isotopic (13C) and Molecular Constraints on the Formation and the Accumulation of Thermogenic Hydrocarbon Gases. *Chemical Geology*, v. 147, p. 249-264

Machel, H.G. (1998): Comment on The effects of thermochemical sulfate reduction upon formation water salinity and oxygen isotopes in carbonate reservoirs by Worden, R.H., Smalley, P.C., Oxtoby, N.H. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* v. 62, p. 337 - 341.

Machel, H.G. (2001): Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—old and new insights. Sedimentary Geology, v. 140, p. 143– 175.
Mao, S., y Journel, A.G. (1999): Conditional 3D simulation of lithofacies with 2D seismic data. *Computers & Geosciences*, v. 25, p. 845-862.

Márquez-Dominguez, B. (1979): Evaluación petrolera de sedimentos carbonatados del cretácico en el Golfo de Sabinas, NE de México. *XVII Consejo Anual de la AIPM, Cancun Quintana, Roo. México*. p. 28-37.

Martinez L., Camacho-Ortegón L.F., Gallardo-Garcia J. C., Piedad-Sanchez N. *et al.,* (2008): Stockage naturel de CH4, CO2 et H2S dans les sédiments carbonatés de type Mississippi Valley: études géochimique et pétrographique de la distribution spatiale des réactions TSR et BSR dans le Basin de Sabinas au Nord du Mexique. *22ème Réunion des Sciences de la Terre, Nancy-CEDEX-France, 21 - 24 avril 2008.*

Martinez, L., Camacho-Ortegon, L.F., Piedad-Sanchez, N., et al. (2009): Origin and Occurrence of TRS-BSR and CO2, in Pirineo Block, Sabinas basin, NE of Mexico; *Interaction water-rock-Hydrocarbon*. In redaction.

Martínez-Hernández, E., Almeida-Leñero, L., Reyes-Salas, M., y Betancourt-Aguilar, Y. (1980): Estudio Palinologico para la Determinación de Ambientes en la Cuenca Fuentes Río Escondido (Cretácico Superior), Región de Piedras Negras, Coahuila, Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, v. 4, N° 2, p. 167-185.

Maurice, F., Meny, L., y Tixier, R. (1979): Microanalyse et microscopie à balayage. *Les Editions de Physique Orsay (Ecole d'Eté de St Martin d'Hères, septembre* 1978).

May, P.R. (1971): Pattern of Triassic-Jurasicc dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift positions of the continents. *Geological Society of América Bulletin*, v. 82, p. 1285-1292.

McBride, E.F., Weidie, A.E. Jr., Wolleben, J.A., y Laudon, R.C. (1974): Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1603- 1622.

McKee, J.W., and Jones, N.W. (1979): A large Mesozoic Fault in Coahuila, México. *Geological Society of America, Abstracts With Programs*, v. 11, p. 476.

McKee, J.W., Jones, N.W., y Anderson, T.H. (1988): Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, v. 16, p. 37-40.

McKee, J.W., Jones, N.W., y Anderson, T.H. (1999): Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México. In Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, *Geological Society of America, Special paper* 340, p. 161-189.

McKee, J.W., Jones, W.N., and Long, L.E. (1984): History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. *Geology*, v. 12, p. 103-107.

McKee, J.W., Jones, W.N., y Long, L.E. (1990): Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin,* v. 102, p. 593-614.

McMullan, D. (1993): Scanning Electron Microscopy 1928 - 1965: Full version of a presentation at the 51st Annual Meeting of the Microscopy Society of America, Cincinnati, Disponible sur: *http://www-g.eng.cam.ac.uk/125/achievements/mcmullan/mcm.htm*

Mello, U., Karner, G.D., y Anderson, R.N. (1995): Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 12, p. 697–716.

Menetrier, C. (2005): Modélisation Thermique Applique aux Bassins Sédimentaires: Basin de Paris (France) et Basin de Sabinas (Mexique). *Thèse PhD. Université Henri POINCARE Nancy I, Faculté des Sciences, UMR CNRS G2R/7566, U.F.R.S.T.M.P. Ecole Doctoral RP2E, Vandœuvre les Nancy CEDEX, France*. 268 p.

Meunier J.D. (1989): Assessment of low-temperature fluid inclusions in calcite using microthermometry. *Economic Geology*, v. 84, 167-170.

Meyers W.J. (1974): Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation. (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. *Journal of Sedimentology and Petrology*, v. 44, p. 837 - 861.

Meyers W.J. (1991): Calcite cement stratigraphy: an overview. In: *Luminesence Microscopy: quantitative and qualitative aspects, C.E. Baker & O.C. Kopps (Eds). SEPM short course*, v. 25, p. 133 – 147.

Michalzik, D. y Schumann, D. (1994): Lithofacies relation and palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico. *Sediemntology*, v. 41, p. 463-477.

Mook, W.G. (2001): Abundance and fractionation of stable isotopes. In: Environmental Isotopes in the Hydrological cycle. *Principles and Applications, v. 1 (W. G. Mook, ed.), UNESCO/IAEA, Paris,* p. 31-48.

Muir, J.M. (1930): Geology of the Tampico Region. *AAPG Bulletin., Tulsa, Oklahoma*, v.14.

Mulleried, F.K. (1941): Actividad Volcánica bastante reciente del Oriente del Estado de Coahuila, México: *Revista Geográfica del IPGH*. v. 1, no. 2,3: p. 182-201.

Murillo-Muñeton, G., y Dorobek, S.L. (2003): Controls on the evolution of carbonate mud mounds in the lower cretaceous cupido formation, Northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, N° 6, p. 869-886.

Nelson, E.S. (1997): Strata: A Basin Modeling Tool, the Exxon Sea Level Curve data, free access in http://hydro.geosc.psu.edu/Sed_html/exxon.sea.

Neunzert, G.H., Gaupp, R. y Littke, R. (1996): Absenkungs- und Temperaturgeschichte paläozoischer und mesozoischer Formationen im Nordwestdeutschen Becken. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, v.147, p. 183-208.

Oivanki, S.M. (1974): Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeastern Mexico: *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans*., v. 24, p. 258-278.

Oloriz, F., Villaseñor, A.B., y Gonzalez-Arreola, C. (2003): Major lithostratigraphic units in land-outcrops of north-central México and the subsurface along the Northern rim of Gulf of Mexico Basin (Upper Jurassic – Lowermost Cretaceous): a proposal for correlation of tectono-eustatic sequences. *Journal of South American Earth Sciences*, v 16, p. 119-142.

Padilla Sánchez, R.J. (1986): Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofisica Internacional*, v. 25, no. 1, p. 157-206.

Padilla y Sánchez, R.J. (1986): Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México. *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-206.

Padilla y Sánchez, R.J. (1982): Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México: *University of Texas at Austin, Ph.D. Disertation*, 217 p.

Padilla y Sánchez, R.J. (2007): Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto del Golfo de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIX, N° 1*, p. 19-42.

Pelet, R. (1980): Evolution géochimique de la matière organique. In Kerogen, *ed. Durand B, Ed. Technip, Paris*, p. 475-499.

Pelet, R. (1987): A model of organic sedimentation on present-day continental margins. In Marine Petroleum Source Rocks (J. Brooks and A. J. Fleet, eds.), *Geological Society, London*, p. 167-180.

Pepper, A.S., y Corvi, P.J. (1995): Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 291 - 319.

Peters, K.E., Walters, C.C., y Moldowan, M. (2007): *The Biomarker Guide, v 1, Cabridge University press, Cambridge UK*, v 1, 471 p. ISBN: 0-521-78697-5.

Piedad-Sánchez, N. (2004): Prospection des Hydrocarbures par une approche intégrée de pétrographie, géochimie et modélisation de la transformation de la matière organique: Analyse et reconstruction de l'histoire thermique des Bassins Carbonifère Central des Asturies (Espagne) et Sabinas – Piedras Negras (Coahuila, Mexique). *Thèse PhD. Université Henri POINCARE Nancy I, Faculté des Sciences, UMR CNRS G2R/7566, Ecole Doctoral RP2E, Vandœuvre les Nancy CEDEX, France*. 256 p.

Piedad-Sánchez, N., Martínez, L., Gallardo-García, J.C., Camacho-Ortegón, L.F., et al. (2007): Estudio geoquímico de microscopía y modelación numérica para determinar el origen, la distribución y las formaciones geológicas productoras del gas anhídrido carbónico (CO2) presente en el área de Minero-Florida del Bloque Pirineo de la Cuenca de Sabinas, *México. Informe final, Universidad Autónoma de Coahuila, Nueva Rosita, Coahuila de Zaragoza, México*, 60 p.

Piedad-Sánchez, N., Menetriers, C., Camacho-Ortegon, L.F., et al. (2009): Thermal history of polyphasic (rift-postrift and foreland stage) Sabinas-Piedras Negras Basin (Northeastern Mexico). Insights from 1D modelling. *Acptada en Geological Acta*.

Pindell, J.L. (1985): Alleghenian reconstruction and subsecuent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.

Pindell, J.L. (1993): Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution, in: Pindell, J.L., and Perkins, B.F., eds., Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Gulf Coast Section, SEPM *(Society for Sedimentary Geology), Foundation, 13th Annual Research Conference*, p. 251-274.

Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., y Haxby, W. (1988): A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.

Pindell, J.L., y Barrett, S.F. (1990): Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, The Geology of North America, v. H, The Caribbean Region. *The Geological Society of America*, p. 405-432.

Pironon J., Grimmer J.O.W., Teinturier S., et al. (2003): Dissolved methane in water: temperature effect on Raman quantification in fluid inclusions, *Journal of Geochemical Exploration*, v. 78-79, p. 111 - 115.

Pironon, J. (2004): Fluids Inclusions in petroleum environments; analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrologica Sinica*, v. 20, N° 6, p. 1333 - 1342.

Poelchau H.S, Baker D.R, Hantschel, T., Horsfield. B., y Wygrala. B. (1997): Basin Simulation and the Design of the Conceptual Basin Model. In Welte DH, Horsfield B, Baker DR (eds) *Petroleum and basin evolution. Springer, Heidelberg*, p. 3-70.

Postuma, J. A. (1971): Manual of Planktonic Foraminifera. Amsterdam, *Elsevier*, 420 p. ISBN: 0444409092.

Prinzhofer, A., y Battani, A. (2003): Gas Isotopes Tracing: an important tool for hydrocarbons exploration. *Oil and Gas Science and Technology, Rev. IFP, v. 58, N° 2*, p. 299 - 311.

Prinzhofer, A., y Huc, A.Y. (1995): Genetic and Post-Genetic Molecular and Isotopic Fractionations in Natural Gases, *Chemical Geology*, v. 126, N° 3-4, p. 281 - 290.

Prinzhofer, A., Mello, M.R., Da Silva Freitas, L.C. et al. (2000b): New Geochemical Characterization of Natural Gas and its Use in Oil and Gas Evaluation. In Petroleum systems of South, Prinzhofer, A., y Battani, A. / Gas Isotopes Tracing: an Important Tool for Hydrocarbons Exploration Atlantic Margins, *AAPG Memoir 73, M.R. Mello and B.J. Katz (Eds.)*, p. 107 - 119.

Prinzhofer, A., Mello, M.R., y Takaki, T. (2000a): Geochemical Characterization of Natural Gas: a Physical Multivariable Approach and its Applications in Maturity and Migration Estimates. *AAPG Bull*., v. 84, N° 8, p. 1152-1172.

Puente F.L.A. (2003): Descripción petrográfica de núcleos: Cuenca de Burgos NE de México. Expediente interno, Activo de Exploración PEP-PEMEX, Proyecto Muzquiz., Reynosa, Tamaulipas, México.

Puente-Solís, R. (2007): Distribución de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y plomo-zinc en el noroeste de México y ejemplo de los mantos de celestita de la Sierra del Venado, Coahuila. *MSc thesis, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, Mexico (in process).*

Ramírez, C.J. (1966): Tabla de correlación estratigráfica Zona noreste: *Archivos de Pemex, reporte inédito*.

Ramos-Rosique, A., Villareal-Fuentes, J., González-Partida, E., et al. (2005): Los yacimientos estratoligados de celestita de El Venado y El Volcán en la Sierra los Alamitos, Coahuila, México, en Corona-Esquivel, R., Gómez-Caballero, J.A. (eds.), Acta de Sesiones de la XXVI Convención Internacional de Minería, Veracruz, México: México, D.F., *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México*, p. 99-104.

Read, J.F. (1985): Carbonate Platform Facies Models. *The American Asociation of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 69, N° 1, p. 1-21.

Robeck, R.C., Pesquera, R.V., y Ulloa, S.A. (1960): Geología y depósitos de carbón en la región de Sabinas, Estado de Coahuila, in: ed. Sociedad Geología Mexicana, Libreto guiad de la excursión C3 del XX Congreso Geológico Internacional: Geología a lo largo de la Carretera entre el D.F. y Saltillo, Coahuila. Distritos mineros de Guanajuato y Avalos, Concepción del Oro y Mazapil, Zac. Minas de Carbón de Nva. Rosita y Coahuila., *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v 23, p. 87-112.

Robeck, R.C., Pesquera, V.R. y Ulloa, A.S. (1956): Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, estado de Coahuila. *INIRM (CRM) en colaboración con el USGS. XX. congreso geológico internacional*, p. 156.

Robert, P. (1983): The optical study of organic matter in translucence, reflectance, fluorescence for source-rock evaluation. *Workshop OAPEC and IFP, Organic Geochemistry Applied to Oil Exploration, 12 – 15 December 1983*, Ruel-Mailmaison, France.

Roedder, E. (1984): Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644 p.

Roman-Ramos, J.R., y Holguin-Quiñones, N. (2001): Subsistemas Generadores de la Region Norte de Mexico, *Boletin de la Asociacion Mexicana de Geologos Petroleros, N° 1-2*, v. XLIX, p. 68-84.

Ross, M. I., y Scotese, C. R. (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics,* v. 155, p. 139-168.

Rueda Gaxiola, J. (1993): El metodo palinoestratigrafico (palonologia sensu lato) aplicado a la exploracion petrolera: *Acta Mexicana de Ciencia y Tecnologia*, v.11, N°. 41, p. 23-33.

Rueda-Gaxiola, J. (1998): El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de Lechos Rojos. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, v. 15, N°. 1, p. 78-86.

Rueda-Gaxiola, J. (2004): A triple junction in the Gulf of Mexico: implication for deep petroleum exploration. *Geofisica Internacional*, v. 43, N° 3, p. 395-414.

Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., y Torres-Rivero, A. (1999): The palynological method: basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros Allogropu, Huizachal-Peregrina anticlinorium, Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J., Lawton, T. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, EUA, *Geological Society of America, Special Paper*, 340, p. 229-269.

Sallé, C., y Debyser, J. (1976): Formation des gisements de pétrole, étude des phénomènes géologiques fondamentaux. *Ed. Technip, P*aris, 264 p. ISBN: 2-7108-0277-5.

Salvador, A., y Green, A. (1980): Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), en Auboin, J., et al. *(eds.), Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Mémoires*, v. 115, p. 224-229

Salvador, A. (1987): Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *AAPG Bulletin*, v. 71, p 419–451.

Salvador, A., ed. (1991a): The Gulf of Mexico Basin: Geological *Society of America, The geology of North America*, v. J, 568 p.

Salvador, A. (1991b): Triassic-Jurassic, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. J, p. 131-180.

Salvador, A. (1991c): Origin and development of the Gulf of Mexico basin, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: *Geological Society of America, The geology of North America*, v. J, p. 389-444.

Santamaría-Orozco, D. (1990): Ambientes sedimentarios de las rocas del Cretácico Superior en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, Estado de Coahuila, México. *Bachelor or Master Dissertation. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, Mexico, D.F*. 72 p.

Santamaría-Orozco, D., Ortuño, A.F., Adatte, T., Ortiz, U.A., Riba, R.A., y Franco, N.S. (1991): Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila. *Instituto Mexicano del Petróleo, Internal report*.

Schoell, M. (1980): The Hydrogen and Carbon Isotopic Composition of Methane from Natural Gases of Various Origins. *Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 44*, p. 649 - 661.

Schoell, M. (1983): Genetic Characterization of Natural Gases, *AAPG Bulletin, v. 67*, N° 12, p. 2225 - 2238.

Scholle, P.A., James, N.P., y Read, J.F., eds. (1989): Carbonate Sedimentology and Petrology, International Geological Congress, 28th, 1989, Washington, DC. *American Geoophysical Union, Washington, DC. Short course in geology, v.4*, 334 p.

Schumann, D. (1988): Observaciones paleoecológicas en secuencias del Kimmeridgiano/Tithoniano (Formación La Casita) de Nuevo León, Noreste de México. *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra UANL Linares, v. 3*, p. 43-59.

Schwarzer, D., y Littke, R. (2007): Petroleum generation and migration in the 'Tight Gas' area of the German Rotliegend natural gas play: a basin modelling study. *Petroleum Geoscience*, v. 13, p. 37–62.

Scott, R.W. (1993): Cretaceous carbonate plataform, U.S. Gulf Coast, in Simo, J.A.T., Scott, R.W., and Masse, J.P., eds., Cretaceous carbonate plataforms. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56*, p. 97-110.

Scott, R.W., Frost, S.H., y Shaffer, B.L. (1988): Early Cretaceous sea-level curves, Gulf Coast and southeastern Arabia, in: Wilgus, S., Hasting, B., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea level changes-An integrate approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42*, p. 275-284.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. C. (1993): Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. *Geological Society of America, Special Paper 278*, 153 p.

Sekiguchi, K. (1984): A method for determining terrestrial heat flow in oil basinal areas: *Tectonophysics*, v. 103, p. 97-79.

Sellards, E.H., Adkins W.S., y Plummer, F.B. (1932): The Geology of Texas vol. I Stratigraphy, *The University of Texas Bulletin, 5th printing, No. 3232*, p. 1007.

Selley, R.C. (1998): Elements of petroleum geology, *second edition, Academic press, San Diego. Ed. Elsevier Science & Technology*, 470 p., ISBN: 0-126-36370-6.

Silver, L.T., y Anderson, T.H. (1974): Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin, *Geological Society of America, Abstract With Programs*, v. 6, p. 955.

Smith, C.I. (1981): Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West *Texas Geological Society, Field Trip Guidebook* 81-74, p. 1-27.

Stach E., Mackowsky M-Th., Teichmüller, M., et al. (1982): Stach's textbook of coal petrology. Third *revised and enlarged edition. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart*, p. 319 - 329.

Stahl, W.J. (1977): Carbon and Nitrogen Isotopes in Hydrocarbon Research and Exploration. *Chemical Geology*, v. 20, p. 121 - 149.

Stein, R. (1986): Organic carbon and sedimentation rate – further evidence for anoxic deep-water conditions in the Cenomanian/Turonian Atlantic Ocean. *Marine Geology*, v. 72, p. 199 - 209.

Stephenson, L.W. (1927): Notes on the stratigraphy of Upper Cretaceous formation of Texas and Arkansas: *AAPG Bull*., v. II, N°. 1, p. 1-17.

Storms, F.E.A. Hoogendoorn, R.M., Dam R.A.C., Hoitink, A.J.F., y Kroonenberg, S.B. (2005): Late Holocene evolution of the Mahakam delta, East Kalimantan, Indonesia. *Sedimentary Geology*, v. 180, Issues 3-4, p. 149-166.

Sweeney J.J., y Burnham A.K. (1990): Evaluation of simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics: *AAPG Bulletin*, v. 74, p. 1559-1570.

Szatmari, P. (1989): Petroleum Formation by Fisher-Tropsch Synthesis in Plate Tectonics. *AAPG Bulletin*, v. 73, p. 989 - 998.

Tanner, D.C., Krawczyk, C.M. y Oncken, O. (2005): Part 2: Threedimensional structural modelling. In: Gaupp, R., Baunack, C. and Pudlo, D. (eds) Paleo Oil- and Gasfields in the Rotliegend of the North German Basin: Effects upon Hydrocarbon Reservoir Quality. *German Society for Petroleum and Coal Science and Technology (DGMK) Research Report*, 593-8, 2.1–2.17.

Tardy, M. (1972): Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila: Distinción de las series coahuilense y parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 1972, v 33, p. 51-70.

Tinker, S.W. (1985): Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña formation, northeast Mexico and south Texas: *[M. S. Thesis]: An Arbor, University of Michigan*, 63 p.

Tissot, B.P., y Welte D.H. (1978): Petroleum Formation and Ocurrence: *A new Approach to Oil and Gas Exploration. Ed. Spring-Verlag Berlin Heidelberg, ISBN 3-540-08698-6 / 0-387-08698-6*. 243 p.

Todd, R.G., y Mitchum, R.M. Jr. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 8: Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore west Africa, in Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration. *American Asociation of Petroleum Geologists Memoir* 26, p. 145-163.

Tritlla J., Gonzalez-Partida, E., Levresse, G., et al. (2004): Discussion ‘‘Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: products of Mississippi Valley type processes’’ [Ore Geol. Rev. 23 (2003), 107–124] — a reply, *Ore Geology Reviews*, v. 25, p. 329–332.

Ulrich M.R., y Bodnar R.J. (1988): Systematics of stretching of fluid inclusions II: barite at 1 atm confining pressure. *Economic Geology*, v. 83, p. 1037 - 1046.

Vail, P.R., Hardenbol, J., y Todd, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, in Schlee, J.S., ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36*, p. 129-144.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., y Perez-Cruz, G. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentation: an overview, in A. Seilacher and G. Eisner (eds.), Cycles and Events in Stratigraphy, II, Tubingen: *Springer-Verlag*.

Valdez-Moreno, G. (2001): Geoquímica y petrología de las rocas ígneas de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. *Tesis de Maestria, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México, D.F*. 141 p.

Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J. and Stigter, H.C. (1990): The depth dependency of planktonic/benthonic foraminiferal ratios: constraints and applications. *Marine Geology*, v. 95, p. 1-16.

Vega J.F., Perrilliat M.C., Duarte-Torres L., et al. (2007): Eocene strata from the Sabinas Basin and they beraing in sedimentary basin correlation in NE Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex*. LIX, 1, p. 115-123

Verdugo, D.F., y Ariciaga, M.C. (1985): Informe geológico de la cuenca Fuentes – Río Escondido, Coahuila. In: Salas G. ed., *Geología Económica de México, Fondo de Cultura Económica de México*, p. 143-170.

Vetra - V3G. (2004): Evaluación Probabilística de Reservas de Gas para Vetra en los Bloques Monclova y Pirineo. Cuenca De Burgos, México. *Informe Técnico Inédito, Caracas, Venezuela*, 57 p.

Villareal-Fuentes, J. (2007): Los depósitos de celestita en Coahuila: ejemplos de yacimientos tipo MVT en Mexico. *Tesis de maestria en curso, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, Mexico*.

Vinet, M.J. (1975): Geology of the Sierra of Balauartes and Sierra de Pajaros Azules: New Orleans, Louisiana, EUA, *Louisiana State University*, *PhD. Thesis Dissertation*, 124 p.

Wang Xianbin, Li Chunyuan, Chen Jianfa, Xia Xinyu, Guo Zhanqian and Xie Hongsen. (1997): On Abiogenic Natural Gas. *Chinese Science Bulletin*, v. 42, N° 16, p. 1327-1337.

Waples, D.W., y Waples, J.S. (2004): A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. *Natural Resources Research*, v. 13, N° 2, p. 97-122

Welte, D.H., y Yalcin, M.N. (1988): Basin modelling – a new comprehensive method in petroleum geology. *Organic Geochemistry*, 13, p 141-151.

Williams, G.D., y Stelck, C.R. (1975): Speculations on the Cretaceous paleogeography of North America, in The Cretaceous System in the Western Interior of North America: *Geol. Assoc. Canada Spec, Paper* 12, p. 1-20.

Wilson, J.R., y Ward, W.C. (1993): Early Cretaceous carbonate plataforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J.P., eds., Cretaceous carbonate plataforms. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56*, p. 35-50.

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 of Sedimentologists, Special Publication*, v. 9, p. 235-255

Wilson, J.L., y Selvius, D.B. (1984): Early Cretaceous in the Monterrey-Saltillo Area of Northern Mexico. Field Guide. *Sponsored and Published by the Gulf Coast Section, Society*, p. 28-42.

Wilson, J.L., y Pialli, G. (1977): A Lower Cretaceous shelf margin in Northern Mexico, en Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Applications to subsurface exploration: Austin, Texas, EUA, The University of Texas at Austin, *Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, 89*, p. 286-298

Winker, C.D., y Buffler, R.T. (1988): Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *AAPG Bulletin*, v. 72, p. 318-346.

Worden, R.H., y Smalley, P.C. (1996): H2S-producing reactions in deep carbonate gas reservoirs: Khuff formation, Abu Dhabi. *Chemical Geology*, v. 133, p. 157–171.

Worden, R.H., Smalley, P.C., y Oxtoby, N.H. (1996): The effect of thermochemical sulfate reduction upon formation water salinity and oxygen isotopes in carbonate reservoirs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 60, p. 3925–3931.

Wuillemain, J. (2003): Traitement et interprétation des lignes sismiques du bassin de Sabinas (Mexique). *Rapport de Master 2. Université Henri Poincare, Faculté des Sciences, UMR7566-G2R – CNRS / UHP / CREGU, Vandœuvre les Nancy, France*. 85 p.

Wygrala, B.P. (1989): Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy. *Berichte Kernforschungsanlage Jülich*, 2313, 217 p.

Yao, T., y Chopra, A. (2000): Integration of seismic attribute map into 3D facies modelling, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 27, p. 69-84.

Ye, H. (1997): The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin: in: Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. *American Association of Petroleum Geologists, Field Trip # 10*, p. 85-115.

Yurewicz, D.A., Marler, T.B., Meyerholtz, K.A., y Siroky, F.X. (1993): Early Cretaceous carbonate plataforms, north rim of the Gulf of Mexico, Mississippi and Louisiana, in: Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J. P., eds., Cretaceous carbonate plataforms. *Ammerican Association of Petroleum Geologists, Memoir 56*, p. 81-96

Zamorano-Herrero, M. (2008): Étude des inclusions fluides à huile du Bassin de Sabinas, NE du Mexique, *Master dissertation, Master 2 GGC - Programme Erasmus, UHP (France) - UCM (Espagne). Vandœuvre les Nancy*.

Zang, Y., y Frantz, J. (1987): Determination of homogenization temperature and densites of supercritical fluids in system NaCl-KCl-CaCl2-H2O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, v. 64, p. 3354 - 350.

Indice de Figuras

Fig. I.1. Localización del área de estudio y sistema de fallas referidas en este trabajo. Abreviaciones; A&F, Minas Alicia y Fácil; BB, Cuenca de Burgos; BSa, Archipiélago Burro-Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; LSPI, Isla Lampazos-Sabinas-Picacho; Lp, Cuenca La Popa; MSM, Mega-falla Mojave-Sonora; Mty, Ciudad de Monterrey; Isla La Mula; Mv, Ciudad Monclova; MvI, Isla Monclova; Pa, Cuenca de Parras; PB, Bloque Pirineo; PNB, Cuenca de Piedras Negras; S, Ciudad Saltillo; Sa, Mina San Agustín; SB, Ciudad Sabinas; SMf, Falla de San Marcos; 4C, Mina Cuatrocienegas. Modificado de Goldhammer y Johnson (2001).

Fig. I.2. Columna estratigráfica de la Cuenca de Sabinas. Modificado de Santamaría-Orozco *et al*., (1991), y Eguiluz de Antuñano (2001).

Fig. I.3. Localización de las sub-cuencas de Sabinas o Región Carbonífera. Areniscas ricas en carbón sub-bituminoso del Maestrichtiano Medio, pertenecientes a la Formación Olmos. (Tomado de Corona-Esquivel *et al*., 2006).

Fig. I.4. Paleoestratigrafía del Calloviano (?) al Oxfordiano inferior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Arenas de playa de la Formación La Gloria; y (2) facies del sabkha (sal, anhidrita, y carbonatos) de las Formaciones Minas Viejas y Olvido. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.5. Paleoestratigrafía del Oxfordiano Superior – Kimmeridgiano Inferior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Arenas de del Shoreface de la Formación La Gloria; (2) carbonatos lagunales de la Formación Olvido. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.6. Paleoestratigrafía del Kimmeridgiano Medio en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies de Sandstone y (2) facies profundo-marina de lutitas de la Formación La Casita. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.7. Paleoestratigrafía del Tithoniano en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Arenas de playa y (2) facies marino- profundas de lutitas de la Formación La Casita. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.8. Paleoestratigrafía del Berriasiano de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Carbonatos de gran energía de la Formación Menchaca; (2) carbonatos de poca energía de plataforma de la Formación Taraises; (3a) facies clásticos fluviolitorales (3b y 4) facies fluviolitorales de las formaciones de San Marcos y Hosston. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.9. Paleoestratigrafía del Hauteriviano Inferior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies fluviolitorales de la Formación San Marcos; (2) facies del fluviolitorales de la Formación Hosston (3a) shoreface sands y (3b) silty limestone de la Formación Barril Viejo; (4) lutitas y carbonatos interestratificados de plataforma de la Formación Taraises. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.10. Paleoestratigrafía del Hauteriviano Superior de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) facies del fluvioaluviales de la Formación Hosston; (3) facies del filón de la Formación Padilla; (4) lutitas y carbonatos interestratificados de plataforma de la Formación Taraises. (5) arenas de playa de las formaciones San Marcos y Hosston. (6) facies carbonato lagunar de la Formación Padilla. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.11. Paleoestratigrafía del Hauterivian-Inferior al Barremiano de la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican tierras emergidas. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) facies fluviolitorales de la formación Hosston; (3) lutitas, y areniscas rojizas de la Formación La Mula; (4) carbonatos lagunares de la Formación Padilla; (5) arrecife de la Formación Cupido; (6) carbonatos de plataforma de la Formación Tamaulipas Inferior. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.12. Paleoestratigrafía del Barremiano superior en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican la tierra emergida. (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos; (2) fluviolitorales de la Formación San Marcos; (3) fluviolitorales de la Formación Hosston (4) ambiente tipo sabkha evaporitico de la Formación La Virgen; (5) facies compleja del post-reef y del filón de la Formación Cupido; (6) facies de carbonatos de plataforma de La Formación Tamaulipas Inferior. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.13. Paleoestratigrafía del Aptiano Inferior en la Cuenca de Sabinas. Las áreas rayadas indican la tierra emergida. (1) Arenas de playa de la Formación San Marcos; (2) carbonatos de facies lagunares de alta energía de la Formación Cupidito; (3) arrecife Cupido; (4) carbonatos de la Formación Tamaulipas inferior. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.14. Paleoestratigrafía del Aptiano Superior en la Cuenca de Sabinas. (1) Lutitas de la Formación La Peña; (2) areniscas ricas en carbonatos de la Formación Las Uvas. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.15. Paleoestratigrafía del Albiano en la Cuenca de Sabinas. (1) Carbonatos de cuenca de las formaciones superiores de Tamaulipas-Georgetown; (a) Facies de reef de la Formación Stuart City; (b) facies de reef de la Formación Viesca; (c) facies evaporitico lagunares de la Formación Acatita; (d) facies evaporitico lagunares de la Formación Macknight; (5) calcarenitas de la Formación Monclova. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.16. Paleoestratigrafía del Cenomanian Superior-Turonian de la Cuenca de Sabinas. (a) Las lutitas y ludolitas de la Formación Eagle Ford; (b) calizas de la Formación San Felipe; (c) lutitas y carbonatos ludoliticos de la Formación Indidura. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.17. Paleoestratigrafía del Coniaciano en la Cuenca de Sabinas. (a) Carbonatos y lutitas de la Formación Austin; (b) piedra caliza y lutitas de la Formación Indidura; (c) calizas lodoliticas de la Formación San Felipe. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.18. Paleoestratigrafía del Campaniano- Maestrichtiano. (1) Facies continentales fluvioaluviales; (2a) Complejo deltaico de la facies de Nueva Rosita; (2b) Complejo de las facies deltaicas de La Popa-Difunta (Los grupos Navarro-Taylor, Wilcox, y Difunta); (3) prodelta y facies de lutitas (Formaciones Parras-Méndez-Wilcox). (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Fig. I.19. Modelo esquemático que representa la evolución geológica del norte de México por medio de secciones este-oeste. Nótese que a partir del Jurásico Tardío la cuenca del Golfo de México actuó como un margen pasivo. La influencia de la actividad tectónica en el margen Pacífico gradualmente afectó a toda la región produciendo los cambios más notables durante la Orogenia Laramide. (Modificado de Goldhammer, 1999; tomado de Chávez-Cabello, 2005).

Fig. I.20. Configuración estructural de la Cuenca de Sabinas durante el Jurasico Medio. Tomado de Eguiluz de Antuñano (2001).

Fig. I.21-A. Secciones geológicas idealizadas que sintetizan los eventos magmáticos y tectónicos más importantes en los últimos 115 Ma para el norte de México. Nótese que la línea de sección fue desplazada por la creación del Golfo de California. a) 115-80 Ma, b) 80-46 Ma, c) 46-32 Ma y d) 32-0 Ma. Abreviaciones: FMS, Falla Mojave-Sonora; FSM, Falla San Marcos; FLB, Falla La Babia. (Tomado de Chávez-Cabello, 2005).

Fig. I.21-B. Continuación. Leyenda como en a y b de esta misma figura. (Tomado de Chávez-Cabello, 2005).

Fig. I.22. Distribución regional que muestra los relieves y las edades de las rocas que afloran en el noroeste de México. Abreviaciones; CS, Cuenca de Sabinas; SMO, Sierra Madre Oriental. La escala de tiempo muestra en tonos de colores, las edades de las rocas. (Modificado de Lindberg *et al*., 2005).

Fig. I.23. Modelo digital de elevación de la porción central de Coahuila. En el se aprecia la transición entre las provincias morfotectónicas de la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo (esquina superior derecha). Abreviaturas: CVLE= Campo Volcánico Las Esperanzas; SSR= Sierra Santa Rosa; SO= Potrero de Oballos; SEA= Sierra El Azul; PM= Potrero de Menchaca. (Tomado de Valdez-Moreno, 2001).

Fig. I.24. Mapa geológico simplificado del Campo Volcánico Las Esperanzas. En él solo se resaltan las rocas y depósitos del Terciario tardío y del Cuaternario. En la región occidental la distribución de los derrames de lava sugiere que fueron extravasados por fisuras ubicadas en el borde de la Sierra de Santa Rosa. Los volcanes de la región oriental tienen la morfología de escudos de lava; los puntos de emisión están marcados por conos cineríticos pequeños que aún son fácilmente reconocibles. Nótese que los bordes nororientales de los derrames parecen haberse desviado a lo largo de un alineamiento paralelo al curso actual de los ríos Sabinas y Los Alamos. (Tomado de Valdez-Moreno, 2001).

Fig. I.25. a) Modelo de elevación digital de la región de Ocampo, Coah. Se muestra la localización de los basaltos alcalinos y la carretera que une a la Villa de Ocampo Coahuila (VO) con Cuatro Ciénegas Coahuila. b) Esquema geológico de la porción occidental del CVO y localización de los sitios de muestreo. c) Alineamiento de conos cineríticos y ubicación de las muestras (Modificado de INEGI, 1975). (Tomado de Valdez-Moreno, 2001).

Fig. I.26. Composición química de los gases de producción en la Cuenca de Sabinas. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2007).

Fig. I.27. Distribución geográfica de los campos productores y reservas probables de gas, en la Cuenca de Sabinas. La sección A-A', representa de forma general, los eventos sedimentarios y sistemas de fallas profundas regionales, que componen la cuenca y su continuidad fuera de esta. Tomado de Dyer y Bartolini, 2004.

Fig. II.1. Composición y diseminación de la materia orgánica en rocas sedimentarias antiguas. Esquema digitalizado de Tissot y Welte (1978).

Fig. II.2. Diagrama Van Krevelen, modificado de Krevelen van (1993).

Fig. II.3. Esquema general de la evolución para la formación de hidrocarburos, en función de su enterramiento. (Modificado de Tissot y Welte, 1979).

Fig. III.1. Principio de un microscopio con fotómetro para reflectancia. (Tomado de Robert, 1983).

Fig. III.2. Esquema de un microscopio petrográfico de iluminación en florescencia. (Tomado de Robert, 1983).

Fig. III.3. Platina Linkam® MDS 600 motorizada. Laboratorio G2R-UHP.

Fig. III.4. Microscopio Olympus® BX-5 de luz transmitida con objetivos 5x, 10x y 50x, para trabajo a larga distancia. Laboratorio G2R-UHP.

Fig. III.5. Microscopio con espectrómetro a efecto RAMAN, Labram Jobin Yvon®, Laboratorio G2R-UHP.

Fig. III.6. Principio de un equipo Rock-Eval II. Tomado de Espitalié (1983), y diagrama general del procedimiento analítico de las diferentes fracciones analizadas para la materia orgánica total, correspondientes a los parámetros de salida de un Rock Eval 6, modificado de Espitalie (1983) por Lafargue *et al.,* (1988).

Fig. III.7. Proceso analítico para el calculo de TOC en Rock-Eval 6 (Tomado de Behar *et al*., 2001)

Fig. III.8. Esquema simplificado de una configuración DRX, compuesta por el generador de rayos X (Xray-tube), el detector de rayos X (X-ray detector) y la cámara de muestras (sample) durante un escaneo de rayos X. En esta configuración el tubo de rayos X y el detector, ambos se mueven con el ángulo theta (q), y la muestra permanece fija. (Tomado de Flohr, 1997).

Fig. III.9. Variación del cociente del isótopo estable de carbono (VPDB estándar) para diferentes compuestos orgánicos e inorgánicos. Modificado de Mook, (2001); Emery y Robinson, (1993) y Peters *et al.,* (2007).

Fig. III.10. Esquema del procedimiento de construcción de modelos numéricos (geoquímicos) en 1D y 2D. (Modificado de Adriasola-Muñoz, 2006).

Fig. III.11. Esquema de la interpretación de una isocora y una isopleta, corregida a la temperatura minima de formación de la inclusión fluida, utilizando el modelo AIT (Pironon, 2004). Abreviaciones; P_h: presión de la homogenización; T_h: temperatura de la homogenización; P_t: presión minima de atrapamiento; T_t: temperatura minima de atrapamiento. (Tomado de Bourdet, 2008).

Fig. III.12. Porción de la curva de la fluctuación global del nivel mar, de acuerdo a la curva Exxon. Modificada de; Haq *et al.,* (1987); Vail *et al.,* (1991); Hancock, (1993) y Nelson, (1997).

Fig. III.13. Ejemplo de la filosofía aplicada en la conversión de espesor de formación, en elevación con base cero.

Fig. IV.1. Localización del área de estudio donde se aprecian el conjunto de sierras, pertenecientes a la Sierra Madre Oriental, en la parte noroeste, y una planicie en la parte noreste del bloque. Abreviaturas: BP, Bloque Pirineo; CVLE, Campo Volcánico Las Esperanzas; SSR, Sierra Santa Rosa; SO, Potrero de Oballos; SEA, Sierra El Azul; PM, Potrero de Menchaca. (Modificado de Valdez-Moreno, 2001).

Fig. IV.2. Ubicación de campos o plays, donde se localizan los pozos estudiados con las técnicas petrográficas y de geoquímica, descritas en el capitulo 3. Abreviaturas: A) PMX-16; B) PMX-234; C) PMX-13; D) PMX-88; E) PMX-38; F) PMX-154; G) PMX-101; H) PMX-21; BSa, Archipielago Burro Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; PB, Bloque Pirineo; M, Ciudad Monclova; MZ, Ciudad Melchor Muzquiz; S, Ciudad Sabinas; SMf, Falla de San Marcos. Modificado de plano de localización de pozos PEP-PEMEX (Mapa interno).

Fig. IV.3. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-113. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.4. Las microfotografías, muestran clásticos de cuarzo flotando en la dolomía y materia orgánica entre ellos (flechas). (Tomado de Puente, 2003).

Fig. IV.5. Las microfotografías, muestran areniscas dolomíticas, con crecimiento de calcita espática y presencia de materia orgánica. (Tomado de Puente, 2003).

Fig. IV.6. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-168, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.7. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-168, núcleo 2. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.8. Microfotografías que consistentes en arenisca cuarzo feldespaticas, variando a caliza arenosa con presencia de bioclastos y placas de equinodermos. En la microfotografía de la izquierda, se observa cuarzo feldespato (maclado), arcilla, materia orgánica dispersa (en negro) y calcita (flechas). En la microfotografía de la derecha se aprecia una caliza arenosa, equinodermos, bioclastos y materia orgánica dispersa (en negro). (Tomado de Puente, 2003).

Fig. IV.9. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-168, núcleo 4. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.10. La microfotografía de la izquierda muestra una estructura de arenisca grado medio, que corresponden a la parte superior del núcleo, mientras que la microfotografía de la derecha muestra una estructura de conglomerado y corresponde a la parte inferior del núcleo. (Tomado de Puente, 2003).

Fig. IV.11. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-88, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.12. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-88, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.13. Fotografía de la sección de núcleo estudiado para el pozo PMX-92, que muestra una fractura estilolitica visible a simple vista. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.14. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 1. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.15. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 2. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.16. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 3. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.17. Fotografías de las secciones de núcleos estudiados para el pozo PMX-92, núcleo 4. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. IV.18. Ejemplo de secciones pulidas con muestras de cuttings, utilizados para caracterizar petrograficamente el pozo PMX-237 (Este trabajo). En este pozo, se estudiaron principalmente los niveles productor y sello, debido a que el campo Pirineo, es productor en la Formación La Virgen M1 y La Casita, y en conjunto le sobreyacen los niveles 2 al 5 de la misma formación, considerada como sello por los altos contenidos de anhidrita (Eguiluz de Antuñano, 2007).

Fig. V.1. Grupo de macérales observados en muestras de pozos de la Cuenca de Sabinas. A) MO TII (liptinita): Pozo PMX-157, Formación La Casita, 3115m; B) MO TIII (Inertinita), Pozo PMX-168, Formación La Casita, 3620m; C) MO TIII (Vitrinita): Pozo PMX-113, Formación La Casita, 3080m. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. V.2. Esquema de los marcadores térmicos útiles en la prospección petrolera, en función de su enterramiento y la evolución de la materia orgánica. Modificado de Menetrier (2005).

Fig. V.3. Diagramas tipo Van Krevelen, a partir de datos de pirolisis Rock-Eval 6, en distintas formaciones y pozos del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas. Nótese como el potencial petrolero esta agotado en las formaciones del Jurasico Tardío y Cretácico Inicial, mientras que para las formaciones del Cretácico Medio y Tardío, aun existe Kerogeno con potencial productor en la ventana del gas. Paralelamente podemos asegurar, de acuerdo con estos diagramas, que la materia orgánica es una mezcla de kerogeno TII y TIII.

Fig. V.4. Relación grafica de $\delta^{13}C_2 - \delta^{13}C_3$ versus C_2/C_3 después de Lorant *et al.*, (1998) y Prinzhofer *et al.*, (2000), aplicado a la serie de isótopos de gas de los campos productores de las cuencas de Sabinas y Piedras Negras.
Este caso presenta una gama más amplia de la madurez en un sistema más cerrado, extendiéndose del cracking primario del aceite, al cracking secundario del aceite y del gas, y secundario del gas. Es evidente que el origen del gas en la Cuenca de Sabinas es producto del cracking secundario del aceite y del gas, mientras que para la Cuenca de Piedras Negras, está en cracking primario del aceite. Modificado de Prinzhofer *et al.*, (2003).

Fig. V.5. Ejemplos de las configuraciones mesozoicas de la vía marítima en Norteamérica. A) Último Mar Jurásico del Oxfordiano, abierto en un extremo (Brenner y Davies, 1973). B), última vía marítima cretácica del Campaniano, abierta en ambos extremos (Brenner, 1978). Modificado de Brenner (1980).

Fig. V.6. Reconstrucción paleontológica de los ambientes marinos para la Formación La Casita. A). Bosquejo de la taphocoenosis, en la plataforma externa del Golfo de Sabinas, después de Schumann (1988): 1. Acumulación de amonitas, aptychus, remanentes de los vertebrados, peces, cáscaras de Aulacomyella, y de vez en cuando belemnites; 2), lutitas laminadas que contienen radiolarios pero sin macrofósiles; 3), capa de lutitas con los moldes de amonitas, las cáscaras están disueltas - se preservan el siphuncle y el aptychus; 4), capa de lutitas con detrito vegetal; 5), capa de lutitas con la fauna de la capa 1, preservada por la formación de carbonatos.
B). Bosquejo de la biocenosis en las aguas superficiales de la plataforma externa, que muestra los bivalvos que colonizaron los restos de madera flotante, las algas marinas y las amonitas. Después de Schumann (1988). Tomado de Michalzik y Schuman (1994).

Fig. V.7. Carta de correlación para el Superciclo del Jurásico Superior en el área Norcentral de México y el borde norteño del Golfo de México. Grupos y formaciones geológicas. Abreviaciones (Miembros y unidades informales); intercalación de depósitos del tipo-Buckner ('B'). Temprano (E), Medio (M) y tardío (L). Biocronoestratigrafía según los estándares europeos para las amonitas y calpionellids (p.e. Oloriz *et al.,* 2003). Límite biochronoestratigrafico no concluido (líneas quebradas). Hiatos (acto vertical). Líneas finas; Superciclos de segundo orden y curva eustatica de largo plazo adaptada de Haq *et al.,* (1987, 1988). Curva relativa del nivel del mar para la región, especialmente para el área norcentral de México. Transgresión (t) y Regresión (r). Ciclos del Jurásico Superior para la costa norte del Golfo de México (J3.1, J3.2) según Emery y Uchupi (1984). Secuencias y supersecuencias Tectono-eustaticas (TES-I, II, III). Ammonites: Berriasellidae (B), Dichotomosphinctes (DI), Durangites (DU), Gregoryceras (GR), microconchiate Hybonoticeras (Hy), Idoceras (I), Mazapilites (MZ), Nebrodites (N), Praeataxioceras (PRX), Procraspedites (PRO), Salinites (S), Schneidia (SCHN), Spiticeratinae (SP), Virgataxioceras-like ammonites (V). Calpionellids (U). Tomado de Oloriz *et al.* (2003).

Fig. V.8. Trasgresión marina para el Tithoniano superior, apareciendo sistemas de plataforma somera de baja profundidad. Máximo 100 m de profundidad (Michalzik y Schumann, 1994), para la Cuenca de Sabinas (CS). Modificado de Padilla y Sánchez (2007).

Fig. V.9. Paleogeografía del Barremiano, que muestra la regresión marina donde la sedimentación en la Cuenca de Sabinas (CS) fue controlada, por una barrera de coral (Arrecife Cupido). Modificado de Padilla y Sánchez (2007).

Fig. V.10. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano Tardío, tiempo en el que los altos de basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico tardío fueron sumergidos bajo las aguas del mar. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la Cuenca de Sabinas (CS). Modificado de Padilla y Sánchez (2007).

Fig. V.11. Paleogeografía del Turoniano- maestrichtiano. El aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. Esta condición se mantuvo hasta el Cenozoico. Los sistemas deltaicos, formaron una selva exuberante que produjeran la MO TIII de la Formación Olmos, en la Cuenca de Sabinas (CS). Modificada de Padilla y Sánchez (2007).

Fig. V.12. Paleogeografía posterior al uplift, en la Cuenca de Sabinas (CS). Modificada de Padilla y Sánchez (2007).

Fig. V.13. El calculo de la paleobatimetría, para la Cuenca de Sabinas, se determino relacionando la curva Exxon con la profundidad del mar dirante el Kimeridgiano-Tithoniano (Michalzik y Schumann, 1994), y lo reportado en la literatura sobre transgresiones y regresiones (Marquez, 1979; Padilla y Sánchez, 1986, 2007: Santamaría-Orozco, 1990; Michalzik y Schumann, 1994; Rueda-Gaxiola, 1998; Eguiluz, 2001; Oloriz *et al.,* 2003). En la Figura V.13A, se muestra la ubicación de las principales rocas generadoras en la curva Exxon, que sirvieran para calibrar la curva mediante sus sistemas de depósito. Abreviaciones; LC, La Casita; P, Padilla; LV, La Virgen; LP, La Peña; EF, Eagle Ford; O, Olmos. En la figura V.13B, se muestra la relación de la profundidad promedio del mar en la Cuenca de Sabinas, determinando un espesor máximo de 100 m. (Michalzik y Schumann, 1994).

Fig. V.14. Curva de TOC° e IH°, construida en función de los resultados propuestos por Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007). La línea roja corresponde a la base de datos y la línea negra a la curva de regresión polinominal de 3er grado.

Fig. V.15. Mapa que muestra la distribución de velocidades de sedimentación (SR) en la Formación La Casita (Kimmeridgiano - Tithoniano), para una porción de la cuenca de Sabinas. SR determinado a partir de la decompacción de la formación, en el modelo Petromod® 2D. Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en m/Ma.

Fig. V.16. Mapa que muestra la distribución del TOC° en la Formación La Casita (Kimmeridgiano - Tithoniano), para una porción de la cuenca de Sabinas. Potencial TOC° determinado a partir del método de velocidad de sedimentación propuesto por Ibach (1982). Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en TOC° (wt.%).

Fig. V.17. Mapa que muestra la distribución del IH° (mg HC/g TOC), de la Formación La Casita, en una porción de la Cuenca de Sabinas. Calculado a partir del método de Claypool (2002, *en* Peters *et al.*, 2007). Se utilizo para el cálculo la base de datos de TOC° obtenida por el modelo de Ibach (2002).

Fig. V.18. Mapa que muestra la distribución de velocidades de sedimentación (SR) en la Formación La Peña (Aptiano Superior), para una porción de la cuenca de Sabinas. SR determinado a partir de la decompacción de la formación, en el modelo PetroMod 2D. Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en m/Ma.

Fig. V.19. Mapa que muestra la distribución del TOC° en la Formación La Peña (Aptiano Superior), para una porción de la Cuenca de Sabinas. Potencial TOC° determinado a partir del método de velocidad de sedimentación propuesto por Ibach (1982). Graduación de coordenadas UTM, escala grafica TOC° (wt.%).

Fig. V.20. Mapa que muestra la distribución del IH° (mg HC/g TOC), de la Formación La Peña, en una porción de la cuenca de Sabinas. Calculado a partir del método de Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007). Se utilizo para el cálculo la base de datos de TOC° obtenida por el modelo de Ibach (2002).

Fig. V.21. Mapa que muestra la distribución de velocidades de sedimentación (SR) en la Formación Eagle Ford (Turoniano), para una porción de la Cuenca de Sabinas. SR determinado a partir de la decompacción de la formación, en el modelo Petromod® 2D. Graduación de coordenadas UTM, escala grafica en m/Ma.

Fig. V.22. Mapa que muestra la distribución del TOC inicial en la Formación Eagle Ford (Turoniano), para una porción de la cuenca de Sabinas. Potencial TOC determinado a partir del método de velocidad de sedimentación propuesto por Ibach (1982). Graduación de coordenadas UTM, escala grafica TOC° (wt%).

Fig. V.23. Mapa que muestra la distribución del IH° (mg HC/g TOC), de la Formación Eagle-Ford, en una porción de la cuenca de Sabinas. Calculado a partir del método de Claypool (2002, en Peters *et al.*, 2007). Se utilizo para el cálculo la base de datos de TOC° obtenida por el modelo de Ibach (2002).

Fig. VI.1. Valores del poder reflector de la vitrinita de 15 pozos, distribuidos en la Cuenca de Sabinas, que muestran una correcta relación entre la evolución térmica de la materia orgánica TIII, con el algoritmo de Sweeney y Burnham (1990). Calibraciones del modelo del sistema petrolero en 1D, este trabajo.

Fig. VI.2. Grafica que muestra el potencial de aceite de las formaciones en varios pozos de la Cuenca de Sabinas, definido a partir de datos de pirolisis Rock-Eval® 6. Tomado de Piedad-Sánchez *et al.,* (2007).

Fig. VI.3. Grafica que muestra la producción de CO_2, medido en pirolisis Rock-Eval®, de las formaciones en varios pozos de la Cuenca de Sabinas. Tomado de Piedad-Sánchez *et al.,* (2007).

Fig. VI.4. Microfotografía que muestra la única inclusión bifásica aceite-gas?, atrapado en un cristal de cuarzo, encontrada en las muestras estudiadas en este trabajo, para la Formación La Casita. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig.VI.5. Microfotografía que muestra inclusiones bifásicas y trifásicas en sistemas trifásico y bifásico aceite-gas-salmuera, encontradas en superficie, en afloramientos minerales de fluorita de la Mina San Agustín. Modificado de Zamorano (2008).

Fig. VI.6. Datos de pirolisis Rock-Eval®, realizado en muestras de fluorita de las Minas Cuatrocienegas, Alicia, Fácil y San Agustín, en la Cuenca de Sabinas. Los datos de Rock-Eval®, muestran claramente, que no existe kerogeno en las muestras, detectando un IH en la mayoría de cero, solo en la muestra Cuatrocinegas 1 el IH esta demasiado alto, esto por la concentración de aceite de migración, ya que estas muestras fueron tomadas in situ, y se colectaron directamente de las vetas minerales de la mina, eliminando la posibilidad de contaminación con aceite de perforación. Las microfotografias, muestra las familias de inclusiones con hidrocarburos y sus rutas de atrapamiento en el cristal, lo que comprueba que existió una clara circulación de fluidos de salmueras mineralizantes con hidrocarburos. Modificado de Zamorano (2008).

Fig. VI.7. Inclusiones fluidas bifásicas, de la Formación La Casita. Estas inclusiones no contienen aceite, solamente gas seco, lo que indica que se atraparon cuando el kerogeno de la formación, estaba en la fase final de producción de hidrocarburos. Foto Camacho-Ortegón (2009).

Fig. VI.8. Composición cuantitativa de gases de producción, en campos productores de la Cuenca de Sabinas. Tomado de Eguiluz de Antuñano (2007).

Fig. VI.9. Grafica que muestra las concentraciones de gas de producción en las etapas de explotación industrial contra los datos del modelo geoquímico. (Tomado de Martínez *et al.,* 2008).

Fig. VI.10. Sistema petrolero propuesto en trabajos previos. (Tomado de Eguiluz de Antuñano, 2007)

Fig. VI.11. Esquema del ultimo sistema petrolero propuesto por PEMEX y Monclova Pirineo Gas, para el Bloque Pirineo, de la Cuenca de Sabinas, modificado en este trabajo en consideración de los estudios realizados, donde podemos definir que existen formaciones que eventualmente pueden considerarse como almacenes o sellos. Modificado de Galindo-Torres *et al*., (2006).

Fig. VII.1. Evolución del flujo de calor en la Cuenca de Sabinas. La imagen A muestra el flujo de calor actual, definido a partir del BHT. La imagen B, muestra el flujo de calor máximo alcanzado en la cuenca. Modificado de Piedad-Sánchez *et al.* (2009).

Fig. VII.2. Paleotemperatura de superficie en función de la latitud desde el Carbonífero hasta el Terciario (Wigrala, 1989). Los colores representan la variación de las isotermas, en curso del tiempo de acuerdo a la latitud. La escala de temperatura esta definida en °C. La línea negra indica la evolución de la temperatura en la interfase agua-sedimento, para Norte America Latitud 27° Norte (ubicación geográfica actual de la Cuenca de Sabinas).

Fig. VII.3. Historia del flujo de calor para el Bloque Pirineo, en la Cuenca de Sabinas. (Este trabajo).

Fig. VII.4. Distribución espacial de los espesores erosionados para una sección de la Cuenca de Sabinas, que incluye el Bloque Pirineo. El mapa de isovalores representa la erosión en metros. (Este trabajo).

Fig. VII.5. Sistema petrolero propuesto para el Bloque Pirineo. (Este trabajo).

Fig. VII.6. Escenarios de flujo de calor, considerados en la reconstrucción térmica, para la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras, propuesta por Menetrier, (2005) y Piedad-Sánchez *et al.,* (2009).

Fig. VII.7. Ejemplo de la calibración térmica, para el Bloque Pirineo, construido a partir del modelo geoquímico Petromod® 1D. (A) Diagrama de enterramiento que muestra la evolución de la temperatura, para el pozo Florida 101; (B) Flujo de calor calibrado en función del %Ro y BHT; (C) satisfactoria relación entre el %Ro y simulación térmica de Sweeney y Burnham (EASY %Ro, 1990); satisfactoria relación entre el BHT y la temperatura calculada por el modelo geoquímico.

Fig. VII.8. Segunda etapa de calibración térmica en el modelo 1D, aprovechando las inclusiones fluidas como marcadores térmicos, que indican cuantitativamente las características físico-químicas de los fluidos en el momento de su migración. Las inclusiones fluidas, sirvieron al calibrado del modelo, al encontrar una satisfactoria relación entre las condiciones de presión y temperatura de los fluidos, calculadas por el modelo 1D y las características de estos, contra las observadas y calculadas en las inclusiones fluidas, pudiendo ubicar estas inclusiones en una escala de tiempo que corresponde a estos eventos diagenéticos.

Fig. VII.9. Imagen en florescencia de las inclusiones fluidas con aceite, encontradas en minerales de fluorita, en los campos mineros superficiales de las cercanías a la Falla de San Marcos, en el suroeste de la Cuenca de Sabinas. Las inclusiones contienen aceite ligero (coloración azul claro por florescencia y gas CH_4. Modificado de Zamorano (2008).

Fig. VII.10. Distribución espacial de la evolución térmica actual representada por el %Ro, para las principales rocas madres estudiadas en este trabajo, construidos en Surfer® V8. Figuras A) Formación Eagle-Ford; B) Formación La Peña y C) Formación La Casita. Abreviaciones: Bsa, Archipiélago Burro Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; Mv, Ciudad de Monclova; MvI, Isla de Monclova; PB, Bloque Pirineo; SMf, Falla de San Marcos.

Fig. VII.11. Historia de la evolución de generación de HC y distribución en el tiempo de las ventanas de aceite, gas y condensado y gas seco, para la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras. Datos obtenidos de los modelos geoquímicos 1D desarrollados en este trabajo. Abreviaciones; SB, Cuenca de Sabinas; PNB, Cuenca de Piedras Negras.

Fig. VII.12. Ejemplo de la evolución térmica y generación de HC en el tiempo. El diagrama de enterramiento del pozo PMX-38 y curvas de generación de HC de las rocas madres, muestran el Tmax así como las edades de la entrada a las ventanas del aceite y gas. (p.e. Anexo 10).

Fig. VII.13. Localización de secciones sísmicas regionales en 2D, en la Cuenca de Sabinas y Bloque Pirineo. Abreviaciones; BSa, Archipiélago Burro-Salado; Cb, Bloque de Coahuila; LBf, Falla La Babia; M, Ciudad Monclova; MF, Area Minero Florida; MZ, Ciudad Muzquiz; PB, Bloque Pirineo; PN, Ciudad Piedras Negras; S, Ciudad Sabinas; SMf, Falla de San Marcos. La imagen muestra las secciones sísmicas en 2D utilizadas en este trabajo. Modificado del plano de ubicación de lineas sísmicas de PEMEX (1995). Las estrellas pertenecen a campos productores y pozos que controlan la estratigrafía de las líneas sísmicas; 1) PMX-96; 2) PMX-211; 3) PMX-73; 4) PMX-220; 5) PMX-245; 6) PMX-242; 7) PMX-115; 8) PMX-112; 9) PMX-165; 10) PMX-280; 11) PMX-79; 12) PMX-283; 13) PMX-140; 14) PMX-98; 15) PMX-82; 16) PMX-40; 17) PMX-154; 18) PMX-244; 19) PMX-101; 20) PMX-270; 21) PMX-234; 22) PMX-13; 23) PMX-17. El recuadro muestra la localización de secciones sísmicas 2D y pozos que controlan su estratigrafía, para el bloque sísmico 3D, minero-Florida. Círculos muestran pozos productores de HC, y los letreros SS designan las líneas sísmicas 2D. Ubicación construida con datos de MPG (Monclova Pirineo Gas, 2007).

Fig. VII.14. Secciones sísmicas interpretadas a partir de formaciones del Jurasico Tardío y convertidas en profundidad, usadas en la simulación del modelo geoquímico 2D, para la Cuenca de Sabinas y Bloque Pirineo. Longitud y profundidad expresadas en metros. Para ver su localización, ver figura VII.14. Exageración vertical en 2x.

Fig. VII.15. Mezcla de cinéticas para la Cuenca de Sabinas. Modificada de IES (1985) para CO_2 y Pepper y Corvi (1995) tipo III'H gas-aceite. Este trabajo.

Fig. VII.16. Calibración del modelo geoquímico en segundo orden, con condiciones PTX de inclusiones fluidas acuosas. Abreviaciones; **A**, Inclusión fluida N° 1, Pozo PMX-92 Formación Padilla; **B**, Inclusión fluida N° 8, Pozo PMX-92 Formación Padilla; **C**, Inclusión fluida N° 61, Pozo PMX-168 Formación La Casita. Las imágenes sísmicas están representando para la sección SS-08, las condiciones de presión, temperatura y migración de gas seco en el tiempo, la presión en bares esta representada en las líneas de color, las curvas de isovalores color negro representan la temperatura, las flechas rojas muestran los caminos de migración de gas y las líneas negras verticales son tres fallas principales observadas en la interpretación de la sección transversal.

Fig. VII.17. Sección sísmica SS-05, que muestra el estado actual de la evolución de la materia orgánica, en función del %Ro. Las secciones en colores, muestran la evolución térmica y las líneas blancas son los pozos que controlan la estratigrafía y la calibración.

Fig. VII.18. Transformación del kerógeno actual, calculado en el modelo geoquímico 2D para la sección SS-05.

Fig. VII.19. Evolución actual de la generación de hidrocarburos en la sección SS-14.

Fig. VII.20. Transformación del kerógeno actual, calculado en el modelo geoquímico 2D para la sección SS-14.

Fig. VII.21. Palaeogeometria de la sección SS-08 de SW-NE, en diferentes tiempos de generación y migración de HC (49 Ma 36 Ma al presente). La migración del gas y aceite de rocas madres del Jurasico-Tardío al Cretácico Medio (líneas punteadas color rojo y las del aceite en color verde), se muestran en las secciones, marcando rutas de migración, dismigración y zonas de entrampamiento. La composición de las acumulaciones de hidrocarburos (en wt%), se observa de acuerdo a su origen estratigráfico, y a su sistema de migración. Nótese como las acumulaciones de gas y condensado son siempre en la parte NE de la cuenca, hacia la Cuenca de Piedras Negras. Este aceite es producto de la transformación de la roca madre La Peña, dado que para antes de la Orogenia Laramide la Formación La Casita, ya estaba en la ventana del gas seco.

Fig. VII.22. Palaeogeometría de la sección SS-05 de SW-NE, en diferentes tiempos de generación y migración de HC (49 Ma 36 Ma al presente). La migración del gas y aceite de rocas madres del Jurasico-Tardío al Cretácico Medio (líneas punteadas color rojo y las del aceite en color verde), se muestran en las secciones, marcando rutas de migración, dismigración y zonas de entrampamiento. La composición de las acumulaciones de HC (wt%), se observa de acuerdo a su origen estratigráfico, y a su sistema de migración. Nótese como la Formación La Casita, dejo de migrar gas después del Paleoceno, de ahí que esta formación, saturo su porosidad con el gas seco restante almacenándolo en si misma. La Formación La Peña migro aceite durante la Orogenia Laramide, echo mostrado en las secciones de 49 Ma y 36 Ma los que nos indica que fue esta la que dio origen al aceite atrapado en minerales de Fluorita. Este texto se discute en este trabajo.

Fig. VII.23. Esquema que muestra el modelo de las principales etapas de mineralización por salmuera, en depósitos minerales de tipo Mississippi Valley para el Noreste de México, en donde se ha determinado que los líquidos mineralizados son esencialmente salmueras de cuenca movilizados inicialmente por la presión lithostática y más adelante por los efectos del levantamiento tectonogenico laramidico. Durante este acontecimiento, la salmuera sirvió como medio de transporte del aceite que coincidía en su ruta de migración, o por el paso de las salmueras por los depósitos fracturados durante la Orogenia Laramide, transportando el HC a los depósitos minerales superiores, dando lugar a precipitación y atrapamiento de inclusiones fluidas con HC líquidos y gas CH_4, observadas en minerales de Fluorita, en las cercanías de las fallas de La Babia y San Marcos. Fig. 17.A) Pre-orogenia, Fig. 17.B) Orogenia y Poste-Orogenia. Modificado de González-Sánchez (2009).

Fig. VII.24. Ejemplo de intersección de los resultados de secciones sísmicas generadas a partir del modelo geoquímico Petromod® 2D V10 (Integrated Exploration Systems [IES], Aachen Alemania), contra prospectos definidos por métodos geofísicos. La construcción de la comparativa de prospectos gasíferos se realizo aplicando el modelado geométrico gOcad® y los resultados de las secciones sísmicas MF-B y MF-1 modelada para migración y acumulación de HC, con el método *Hybrid-Darcy Flowpath* Petromod® V10. La imagen muestra como ubicación los pozos PMX-285, PMX-113 y PMX-47. La sección horizontal pertenece a los prospectos del área Minero-Florida, Bloque Pirineo.

Fig. VII.25. Aplicación de la interpretación de secciones sísmicas 2D, en la construcción tridimensional de la Formación La Casita Nivel Medio. El modelo fue construido en Surfer® V8, utilizando bases de datos creadas en gOcad® y Autocad®. La escala en color representa los espesores en metros, y las coordenadas están expresadas en UTM.

Fig. VII.26. Grafica de la relación de espesores medidos en pozos contra espesores calculados en la malla Surfer®, a partir de los espesores actuales medidos en las líneas sísmicas regionales 2D.

Fig. VIII.1. Regimenes de temperatura de las reacciones de sulfato-reducción de tipo BSR-TSR. Tomado de Machel (2001).

Fig. VIII.2. Sección estratigráfica entre las estructuras del Bloque Pirineo. Tomada de (ODT-CET-007-06)

Fig. VIII.3. Microfotografia que muestra la formación diagenética de porosidad a baja temperatura, por medio del reemplazamiento de la dolomita en la calcita, observada a 1920 m en sedimentos de la Formación La Virgen del pozo PMX-92, del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas. Foto Camacho-Ortegón (2007).

Fig. VIII.4. Microfotografias, que muestran la formación de pirita framboidal de baja temperatura, durante la formación de dolomita, observada a 1920 m en sedimentos de la Formación La Virgen del pozo PMX-92, del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas. Foto Camacho-Ortegón (2007).

Fig. VIII.5. Comparación entre la pirita framboidal precipitada por la BSR en la Cuenca de Sabinas y la pirita de formación biogénica reportada en la literatura por Machel en el 2001. A) microfotografía que muestra la actividad bacteriana, con precipitaciones de piritas framboidales, en la Formación La Peña a 1130 m del pozo PMX-237, Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas, Foto Camacho-Ortegón, 2007 B) fotomicrografía en contraste, de los gránulos microbianos en formaciones intracelulares con azufre elemental, observado en sedimentos del lago Miette Hot Springs, Alberta, Canada. Tomada de Machel (2001).

Fig. VIII.6. Fotografía de núcleo C6-N1, correspondiente al pozo PMX-92, Formación Padilla. Se determina como roca Mudstone de color gris claro, compacto con masivo de textura criptocristalina, ligeramente arcilloso, con fracturas y líneas estilolíticas rellenas de calcita. Foto Camacho-Ortegón (2007).

Fig. VIII.7. Fotografía de núcleo 1, correspondiente al pozo PMX-88, intervalo 2661-2662, Formación Padilla. Se determina como Mudston anhidritico, de color gris claro, textura criptocristalina, masivo, presenta fracturas rellenas de anhidrita de color blanco, con azufre. Foto CoreLab Archivo PEMEX 107207F.

Fig. VIII.8. Esquema de la saturación del agua en la porosidad. Modificado de Durand Ed. (1980).

Fig. VIII.9. Mapa de isovalores, que muestra en tonos amarillo y rojo, la saturación de agua y en isolineas la porosidad. Abreviaciones; A; La Casita Inferior, B; La Casita Medio, C; La Casita Superior, BSa; Archipiélago Burro Salado, LBf; Falla de La Babia, PB, Bloque Pirineo.
Fig. VIII.10. Disminución de la saturación del agua (Sw%) con el aumentó de la porosidad, para la Formación La Casita Nivel Medio, del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas.

Fig. VIII.11. Microfotografía, que muestra las imágenes tomadas durante la caracterización por termometría, a una inclusión fluida de alta densidad de CH_4, que fue atrapada en condiciones extremas de PTX. Foto Camacho-Ortegón (2008).

Fig. VIII.12. Esquema de permeabilidades relativas entre agua - gas - aceite, Tomada de Durand Ed. (1980).

Fig. VIII.13. Llenado de la porosidad por pirobitumenes anisotrópicos que muestran la transformación del aceite en gas, observado en la Formación La Casita del pozo PMX-38. Foto Piedad-Sánchez (2004).

Fig. VIII.14. Mapa de isovalores, que muestra la Formación Barril-Viejo/Menchaca, funcionando en el sistema petrolero como sello. En este mapa se aprecia como la porosidad disminuye hacia el sur del bloque, mientras que hacia el norte la saturación de agua alcanza casi 85%.

Fig. VIII.15. La Formación La Virgen M1, presenta en el play Pirineo baja porosidad, pero también existe baja Sw para el play Gato, que tiene mas porosidad y la Sw aumente un poco hasta 10%.

Fig. VIII.16. El nivel La Virgen M2 a M5, tiene buenas características para considéralo un excelente sello en el bloque Pirineo. En el área más productiva del Bloque, los Plays Pirineo-Merced, se observan porosidades relativamente bajas con un máximo de 3%. La Sw, esta de buena a excelente, ya que se tienen saturaciones máximas en esas áreas de 20%, lo que nos hace pensar que la circulación de fluidos esta cambiando constantemente.

Fig. VIII.17. Mapa de isovalores, que muestran las porosidades y Sw, de la Formación La Peña, para el Bloque Pirineo. Tonos = %Sw; isovalores = porosidad.

Fig. VIII.18. Formación Tamaulipas Superior.

Fig. VIII.19. Formación Eagle Ford.

Fig. VIII.20a. Sistema petrolero del pozo PMX-17, que muestra como la Formación Padilla, acumula grandes concentraciones de anhidrita, razón que lo vuelve un buen sello. Esta acumulación se debe a la interacción agua-roca, en relación a su composición mineral inicial. Tomado de Piedad Sánchez *et al.,* (2007).

Fig. VIII.20b. Sistema petrolero del pozo PMX-38, que muestra como la Formación La Virgen acumula grandes concentraciones de anhidrita, ya que sedimento en sistema Sabka, razón que lo vuelve un buen sello. En relación al pozo Barroteran 1A, en este la Formación Padilla no contiene anhidrita por tanto se considera almacén. Tomado de Piedad Sánchez *et al.,* (2007).

Fig. VIII.21. Grafica que muestra la disminución en porcentaje de calcita y la aumentación de dolomita, producto de la diagénesis BSR, y generación de porosidad en las formaciones del bloque Pirineo.

Fig. VIII.22. Algunas reacciones de tipo TSR, reportadas en la literatura.

Fig. VIII.23. Microfotografía de MEB, pozo PMX-92, Formación La Virgen a 1920 m., donde se muestra una clara reacción TSR, así como el llenado de la porosidad de la dolomita con calcita. La calcita secundaria es posterior a la anhidrita. Foto Camacho-Ortegón (2008).

Fig. VIII.24. Microfotografia de MEB, pozo PMX-237, Formación Eagle-Ford a 340 m., con una clara reacción TSR que muestra la relación de contacto, entre el pirobitumen y la precipitación de la calcita secundaria, con la precipitación de cuarzo posterior a la calcita. Foto Camacho-Ortegón (2007).

Fig. VIII.25. Esta figura muestra el frente de transición de una TSR (Bildstein *et al.,* 2001), en combinación con los HC, así como la reacción en los poros de un reservorio carbonatado con presencia de anhidrita. **A)** Evolución de texturas minerales durante la TSR (modificada de Worden y Smalley, 1997), y parámetros para el modelo base. La figura muestra los precipitados de la calcita por TSR como frente, y del borde hacia el centro del nódulo, rodeando la anhidrita y aislándola del metano. El metano acuoso tiene que interactuar a través de la calcita, para llegar a la localización de la reacción en la superficie de la anhidrita. **B)** Vista esquemática de un depósito del gas con tres zonas: roca reservorio de gas con agua residual, zona de la transición en la zona de la transición del agua-gas (GWC), y la zona del agua. Según Machel *et al.,* (1995), la TSR puede ocurrir preferencialmente, dentro de la zona de la transición debido a la coexistencia del gas con una suficiente cantidad de agua (incrementando la residual, con la saturación completa hacia abajo en la zona de transición). Según las dimensiones del depósito y el contenido de gas en cada zona, la zona de la transición del agua-gas representa solamente, cerca del 10% del gas y de la anhidrita dentro del depósito.). Abreviaciones; Ra = radio del frente de reacción en la anhidrita; Rc = radio de la zona de transición (reacción agua-gas) hacia la pared de calcita. (p.e. Bildstein *et al.,* 2001).

Fig. VIII.26. Microfotografía de MEB, pozo PMX-237, Formación La Virgen M2 a 1870 m., Cuenca de Sabinas. En esta imagen se observa claramente la interacción agua-roca, donde existen precipitaciones de calcita y en menor proporción dolomita, producto de la reacción TSR entre los minerales, la anhidrita e hidrocarburos. Foto Camacho-Ortegón (2007).

Fig. VIII.27. Microfotográfica de MEB, que muestran las transformaciones de tipo TSR, entre la calcita y la dolomita, así como la precipitación mineral en fracturas de la roca, cementando anhidrita secundaria interactuando con cuarzo y caolinita. A) Pozo

PMX-237, Formación La Virgen M5 a 1400 m.; B) Pozo PMX-92, Formación Padilla a 2770 m. Foto Camacho-Ortegón (2007 y 2008).

Fig. VIII.28. Secuencia diagenética TSR entre las formaciones sedimentarías del sistema petrolero del Bloque Pirineo. Camacho-Ortegón (2009).

Fig. VIII.29. Datos isotópicos del $\delta^{13}C$ ‰ (V-PDB) y $\delta^{18}O$ ‰ (V-PDB), estudiados en los carbonatos de pozos del Bloque Pirineo, en consideración principalmente de las dolomitas primarias, originadas a bajas temperaturas o con una diagénesis incipiente indicadas por su valores isotópicos, que sugieren que solo una pequeña parte de la anhidrita presente en las rocas estudiadas está directamente relacionada al origen sedimentario. El resto esta ligado a eventos termodinámicos de transformación mineral, por la interacción agua-roca que infirió en este proceso.

Fig. VIII.30. Caracterización genética de la variación en los isótopos $\delta^{13}C$ del gas metano. La ilustración muestra una relación entre la madurez de la materia orgánica, para el origen del gas y petróleo, aplicado en este trabajo al gas estudiado de los pozos de la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras. Abreviaciones: B = gas biogénico; T = gases asociados; TT(m) = gas seco no asociado para una materia orgánica sapropelica liptinitica; TT(h) = gas no asociado para una materia orgánica de origen humico. Modificado de Schoell (1983).

Fig. VIII.31. Diagrama Lorant *et al.,* (1998) modificado de Prinzhofer *et al.,* (2000), que muestra una relación entre $\delta^{13}C_2 - \delta^{13}C_3$ versus C_2/C_3, aplicado a las series de datos del gas de pozos de producción, en la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras. En este caso se presenta la variación en el rango de madurez en un sistema cerrado, rango que implica desde el cracking primario del aceite hasta el cracking secundario del gas y condensado a gas seco. Es evidente que el origen del gas en la Cuenca de Sabinas, es producto de un cracking secundario del gas y condensado.

Fig. VIII.32. Sección sísmica 2D del Bloque Pirineo, que muestra claramente la comunicación entre el basamento y las formaciones, a través de la falla profunda Metatosa-Sabinas. Los eventos sedimentarios, se muestran en la figura por su nombre, así como la falla y un domo salino definido por la reflección de la sísmica. Modificada de Galindo-Torres *et al.,* (2006).

Fig. VIII.33. Mapa regional de isovalores, que muestra la distribución isotópica $\delta^{13}C$ del CO_2 (datos de PEMEX y MPG). Nótese la aumentación del CO_2 metamórfico en el área volcánica Cacanapo. Abreviaciones: BSa; Archipiélago Burro Salado; LBf: Falla La Babia. Camacho-Ortegón (2009).

Fig. VIII.34. Diagrama que muestra la relación de los isótopos $\delta^{13}C$ del CO_2 y CH_4, en la Cuenca de Sabinas construido con datos de Pemex y MPG. En esta relación se puede identificar claramente que existe una mezcla de isótopos de origen orgánico e inorgánico, donde el inorgánico proviene de un origen metamórfico. Este gas metamórfico es el causante de la alta contaminación en los reservorios del play Florida-Minero del Bloque Pirineo. Modificado de Emery y Robinson (1993).

Fig. VIII.35. Microfotografias de transformaciones de tipo TSR y BSR, observadas en sedimentos de la Cuenca de Sabinas. **A)** Formación de piritas framboidales, observado en una inertinita de la Formación La Casita en el pozo PMX-168, a 3780 m; **B)** precipitación de azufre elemental, a partir de la transformación de la anhidrita, observada en la Formación La Virgen del pozo PMX-92, a 1920 m. Foto Camacho-Ortegon (2007).

Fig. VIII.36. Observaciones en microscopia óptica en reflexión. Ejemplo de una imagen, donde se observa un pirobitumen con pirita en su interior, localizada en el pozo PMX-168, de la Formación La Casita a 3620 m. La diagonal corresponde a 50 micrones. Foto Camacho-Ortegon (2007).

Fig. IX.1. Transformaciones diagenéticas de interacciones BSR y TSR, durante el funcionamiento del sistema petrolero de la Cuenca de Sabinas.

Fig. IX.2. Composiciones del gas de las inclusiones fluidas (de varias formaciones) y algunos de los pozos productores en la Cuenca de Sabinas. Martinez *et al.,* (2008).

Fig. IX.3. Síntesis de los eventos estudiados y que fueron encontrados en relación con los mecanismos de la TSR y la migración del gas.

Fig. IX.1. Transformations diagénétiques d'interactions BSR et TSR, pendant le fonctionnement du système pétrolier du Bassin de Sabinas.

Fig. IX.2. Compositions du gaz des inclusions fluides (de plusieurs formations) et certains des puits producteurs dans le Bassin de Sabinas. Martínez *et al.,* (2008).

Fig. IX.3. Synthèse des événements étudiés, qui ont été trouvé en relation avec les mécanismes de la TSR et la migration du gaz.

Indice de Tablas

Tabla IV.5. Distribución de los datos correspondientes a pozos de la Cuenca de Sabinas, así como la aplicación de estos para alcanzar los objetivos de este trabajo. Los datos mostrados sintetizan la disponibilidad de información por pozo. * Otros autores: Wuillemain, 2003; Piedad-Sánchez, 2004 y Menetrier, 2005.

Tabla V.1. Principales rocas madres estudiadas en este trabajo.

Tabla V.2. Potenciales petroleros para las rocas madres de la Cuenca de Sabinas, reportados en la literatura.

Tabla VI.1. Condiciones PTX de atrapado de inclusiones fluidas con hidrocarburos en los sedimentos de tipo MVT, en las minas Cuatrocinegas y San Agustín, Cuenca de Sabinas. Modificado de Zamorano (2008).

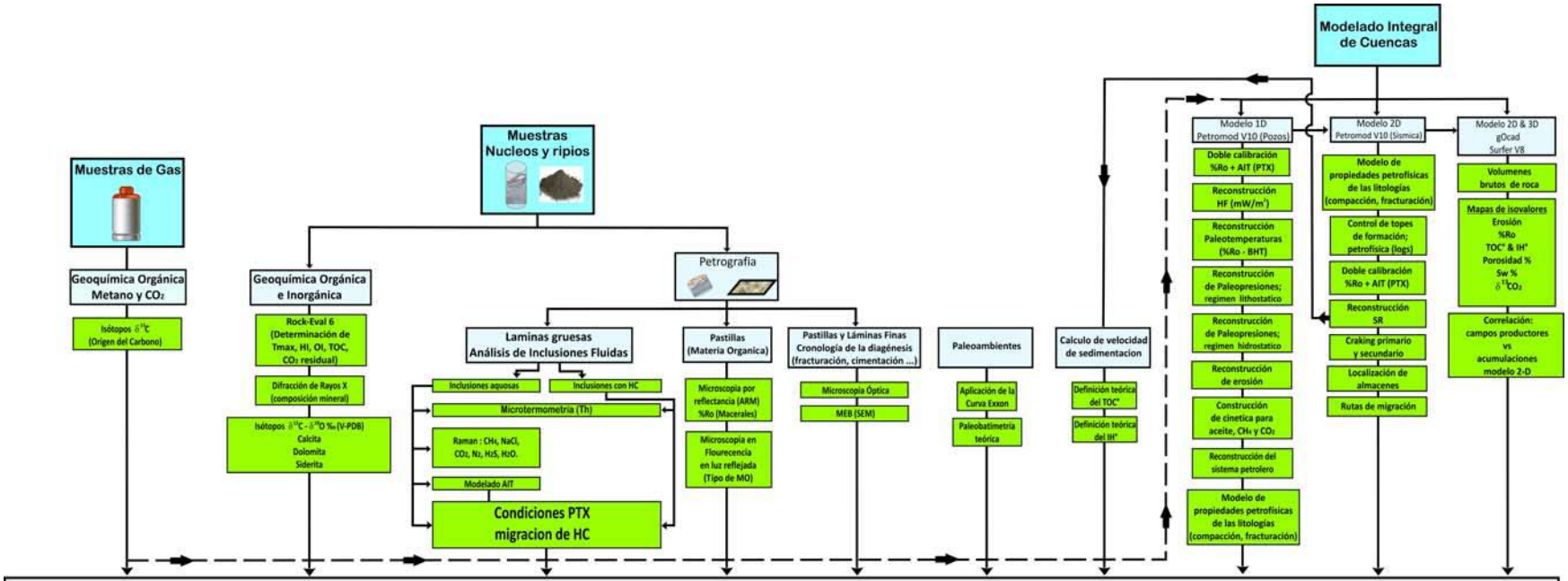
Tabla VII.1. Proporción de rocas, que componen las formaciones de la Cuenca de Sabinas. (Tomado de Menetrier, 2005).

Tabla VII.2. Propiedades físicas de las rocas en la Cuenca de Sabinas. (Tomado de Menetrier, 2005).

Tabla VII.3. Propiedades petrofisicas de las litologías usadas en este trabajo, correspondientes a la Cuenca de Sabinas, específicamente al área del Bloque Pirineo. La determinación de las propiedades se realizo construyendo cada formación por separado, mezclando las proporciones de roca propuestas por Menetrier (2005) y Martínez *et al*., (2009), en el editor de litologías de Petromod® V10.

ANEXOS

Protocolo analítico, construido para la consecución ordenada en la investigación sujeto de esta tesis.



* Paleotemperaturas y HF.
* Origen y distribución del HC y otros gases en el reservorio.
* Estimación del potencial petrolero inicial de las Rocas Madre.
* Paleocronología del sistema petrolero.
* Estimación del volumen de CO_2 orgánico
* Distribución geográfica del origen del CO_2
* Cronología por reacción físico-química producto de una TSR, en la cuenca.
* Cronología de la formación de sellos.
* Estimación de condiciones de PT durante la migración
* Datación relativa del llenado del reservorio.
* Comparación campos productores vs almacenes en el modelo 2-D
* Mapas de isovalores de resultados

ANEXO I

ANEXO 2

Herramienta **Xscale**, construida en programa Autolisp Autocad, con el objetivo de escalar elementos 2D, diseñados en Autocad, en diferentes escalas para cada eje XYZ. Modificado de Berger, (1996). http://www.spaug.org/LISP_Index99.Html,

I. Autolisp; Xscale

```
;;;   xsc.LSP / 04JUL95 / 03MAY96
;;;
;;;   Copyright (C) 1995, 1996 by Thomas Berger
;;;
;;;   FREEWARE:
;;;   ***************************************************************
;;;   xsc: xyz scaling of selected entities
;;;
;;;   AutoCAD version: R13 only, ACIS solids need R13 C2 or higher
;;;
;;;   functions:
;;;     C:xsc     for use at the command prompt
;;;     (xsc sset basepoint xsc yscale zscale)  for API usage
;;;     (MAKEBLOCK name basepoint sset xsc yscale zscale rotation)
;;;       to entmake blocks (anonymous block if name="*")
;;;     C:MAKEBLOCK     for use at the command prompt
;;;
;;;   known bugs:
;;;     there is an AutoCAD bug still existent in R13c4 that
;;;     does not allow to explode blocks correctly with equal scaling
;;;     in X- and Y-direction and a different factor in Z-direction. In this
;;;     special case the exploded block will fall back to the 1-1-1
;;;     scaling.
;;;    Workaround:
;;;     Use slightly different scaling factors for the X- and the
;;;     Y-direction (i.e 1.00001 and 0.999999)


(defun xsc (sset basp xsc yscale zscale / )
(if (makeblock "*" basp sset xsc yscale zscale 0)
(command "._explode" (entlast))
)
)


(defun c:xsc (/ oldecho olderr temp xs ys zs basp sset)
(setq oldecho (getvar "cmdecho") olderr *error*)
(command "._undo" "_group")
(defun *error* (msg)
        (setq *error* olderr)
        (princ (strcat "\nxsc: " msg "\n"))
        (prin1)
)
(setvar "cmdecho" 0)
(setq basp (while (not temp) (setq temp (getpoint "\nbase point: ")))
                sset (if (< 0 (sslength (setq temp (ssget)))) temp nil)
                xs (if sset (if (not (setq temp (getdist basp "\nX-scale <1>: "))) 1 temp))
                ys (if sset (if (not (setq temp (getdist basp "\nY-scale <1>: "))) 1 temp))
                zs (if sset (if (not (setq temp (getdist basp "\nZ-scale <1>: "))) 1 temp))
)
(if (and basp sset xs ys zs)
        (xsc sset basp xs ys zs)
)
(command "._undo" "_end")
(setq *error* olderr)
(setvar "cmdecho" oldecho)
(prin1)
)
```

```
(defun makeblock (name baspoint sset xs ys zs rot / i e en blocktype)
(if sset nil (setq sset (ssadd)))
(if (or (/= 'STR (type name)) (= "" name)) (setq name "*A"))
(if (= (substr name 1 1) "*")
(setq blocktype 1 name "*A")
(setq blocktype 0)
)
(entmake (append
'((0 . "BLOCK"))
(list (cons 2  name))
(list (cons 70 blocktype))
(list (cons 10 baspoint))
))
(setq i -1)
(while (setq e (ssname sset (setq i (1+ i))))
(cond
        ((/= 1 (cdr (assoc 66 (entget e))))
                (if (entget e) (progn
                        (entmake (entget e '("*")))
                        (entdel e)
                ))
        )
        ((= 1 (cdr (assoc 66 (entget e))))
                (if (entget e) (progn
                        (entmake (entget e '("*")))
                        (setq en e)
                        (while (/= "SEQEND" (cdr (assoc 0 (entget en))))
                                (setq en (entnext en))
                                (entmake (entget en '("*")))
                        )
                        (entdel e)
                ))
        )
)
)
(setq name (entmake '((0 . "ENDBLK"))))
(if name (progn
(entmake (append
        '((0 . "INSERT"))
        (list (cons 2 name))
        (list (cons 10 baspoint))
        (list (cons 41 xs))
        (list (cons 42 ys))
        (list (cons 43 zs))
        (list (cons 50 (/ (* PI rot) 180.0)))
))

))
(if name (entlast) nil)
)


(defun c:makeblock ()
(makeblock (getstring "\nName: ") (getpoint "\nInsertionpoint: ") (ssget) 1 1 1 0 )
)

(princ "\nxsc: scales AutoCAD Entities non-uniformly in X-,Y- and Z-direction!")
(prin1)
```

ANEXO 3

Herramienta **plexportxt** construida en programa Autolisp Autocad, con el objetivo de exportar las coordenadas XYZ de una o varias polylineas desarrolladas en Autocad, y obtenerlas en extensión txt.

II. Autolisp; plexportxt

```
(defun c:plexportxt ()
 (setq sset (ssget '((-4 . "<OR")(0 . "POINT")
                     (0 . "LWPOLYLINE")(-4 . "OR>"))))
 (if sset
  (progn
   (setq itm 0 num (sslength sset))
   (setq fn (getfiled "Fichero de punto a exportar" "" "txt" 1))
   (if (/= fn nil)
    (progn
     (setq fh (open fn "w"))
     (while (< itm num)
      (setq hnd (ssname sset itm))
      (setq ent (entget hnd))
      (setq obj (cdr (assoc 0 ent)))
      (cond
       ((= obj "POINT")
        (setq pnt (cdr (assoc 10 ent)))
        (princ (strcat (rtos (car pnt) 2 8) ","
                       (rtos (cadr pnt) 2 8) ","
                       (rtos (caddr pnt) 2 8)) fh)
        (princ "\n" fh)
       )
       ((= obj "LWPOLYLINE")
        (if (= (cdr (assoc 38 ent)) nil)
         (setq elv 0.0)
         (setq elv (cdr (assoc 38 ent)))
        )
        (foreach rec ent
         (if (= (car rec) 10)
          (progn
           (setq pnt (cdr rec))
           (princ (strcat (rtos (car pnt) 2 8) ","
                          (rtos (cadr pnt) 2 8) ","
                          (rtos elv 2 8)) fh)
           (princ "\n" fh)
          )
         )
        )
       )
       (t nil)
      )
      (setq itm (1+ itm))
     )
     (close fh)
    )
   )
  )
 )
 (princ)
)

(princ "\nExportar vertices de Polilineas, escriba PLEXPORTXT para ejecutar el comando.")
(princ)
```

ANEXO 4

Topes de formación de los pozos estudiados, en la Cuenca de Sabinas.

Pozo PMX-234

Formacion	Tope (m)
Austin	0
Eagle Ford	68
Buda	380
Del Rio	418
Georgetown	447
Kiamichi	505
Tamaulipas Sup.	533
La Peña	1030
Cupido	1080
La Virgen	1227
La Virgen M1	1941
La Mula	2288
P.T.	2372

Pozo PMX-235

Formacion	Tope (m)
Austin	0
Eagle Ford	68
Buda	360
Georgetown	449
Tamaulipas Sup.	542
La Peña	1076
Cupido	1126
La Virgen M5	1327
La Virgen M4	1540
La Virgen M3	1696
La Virgen M2	1896
La Virgen M1	2100
La Mula	2331
Padilla	2577
B.Viejo Mench.	2792
La Casita	3122
P.T.	3472

Pozo PMX-236

Formacion	Tope (m)
Austin	0
Eagle Ford	44,27
Buda	321,07
Del Rio	379,10
Georgetown	411,34
Kiamichi	465,49
Tamaulipas Sup.	497,73
La Peña	994,17
Cupido	1058,64
La Virgen M5	1258,50
La Virgen M4	1436,45
La Virgen M3	1607,95
La Virgen M2	1878,73
La Virgen M1	2079,89
La Mula	2291,36
P.T.	2400

Pozo Pmx-236

Formacion	Tope (m)
Austin	0
Eagle Ford	162
Buda	441
Del Río	500
Georgetown	524
Kiamichi	583
Tamaulipas Sup.	624
La Peña	1087
Cupido	1127
La Virgen M5	1295
La Virgen M4	1495
La Virgen M3	1648
La Virgen M2	1860
La Virgen M1	2095
La Mula	2328
P.T.	2370

Pozo PMX-238

Formacion	Tope (m)
Austin	0
Eagle Ford	482,71
Buda	727,25
Del Rio	784,99
Georgetown	811,91
Kiamichi	858,10
Tamaulipas Sup.	905,10
La Peña	1315,63
Cupido	1355,90
La Virgen M5	1498,31
La Virgen M4	1673,40
La Virgen M3	1814,60
La Virgen M2	2003,80
La Virgen M1	2268,36
La Mula	2476,77
P.T.	2620

ANEXO 5

Pozo	Formación	Intervalo (m)
PMX-13	Buda	295
	Del Rio	325
	George Town	360
	Kiamichi	480
	Tamps. Sup.	850
PMX-15	Tamps. Sup.	950
	Cupido	1210
PMX-17	La Peña	550-555
	Cupido	605-610
	La Virgen-M5	750-755
	La Virgen-M4	975-980
	La Virgen-M4	1005-1010
	La Virgen-M2	1290-1295
	La Virgen-M2	1315-1320
	La Virgen-M1	1475-1480
	La Virgen-M1	1490-1495
	La Mula	1700-1705
	Padilla	1885-1890
	Padilla	1955-1960
	La Casita-Sup.	2320-2325
	La Casita-Inf.	3115-3120
PMX-34	Tamps. Sup.	1000
	Cupido	1190
	La Virgen M5	1360
	La Mula	2365
	Padilla	2605
PMX-38	Buda	1020-1025
	La Peña	1710-1715
	La Virgen-M5	2010-2015
	La Virgen-M5	2020-2025
	La Virgen-M5	2055-2060
	La Virgen-M5	2060-2065
	La Virgen-M3	2355-2360
	La Virgen-M2	2550-2555
	La Virgen-M2	2600-2605
	La Virgen-M1	2820-2825
	Padilla	2910-2915
	Padilla	2920-2925
	Padilla	2940
	Padilla	2980-2985
	Padilla	2990-2995
	Barril-Viejo	3140
	La Casita-Medio	3395-3400
PMX-39	Navarro Taylor	270-275
	Navarro Taylor	620-625
	Eagle-Ford	980-985
	La Peña	1750-1735
	La Peña	1760-1765
	La Peña	1765-1770
	La Peña	1780-1785
	La Virgen M5	1915-1920
	La Virgen M5	1949-1945
	La Virgen M5	1950-1955
	La Virgen M1	2760-2765
	La Virgen M1	2770-2775
	Padilla	2950-2955
	Padilla	3010-3015
	Padilla	3020-3025
	Padilla	3035-3040
	Padilla	3340-3345
	Barril Vjo-Menchaca	3045-3050
	Barril Vjo-Menchaca	3350-3355
	La Casita-Medio	3455-3460
	La Casita-Medio	3510-3515
	La Casita-Medio	3540-3545
PMX-88	La Peña	1380-1385
	La Peña	1430-1435
	La Virgen-M5	1570-1575
	La Virgen-M5	1580-1585
	La Virgen-M5	1760-1765
	La Virgen-M4	1775-1780
	La Virgen-M1	2485-2490
	La Virgen-M1	2495-2500
	Padilla	2650-2655
	Padilla	2655-2660
PMX-92	EagleFord	800-805
	Tamaulipas Sup.	1450-1455
	La Peña	1495-1500
	La Virgen-M5	1730-1735
	La Virgen-M4	2000-2005
	La Virgen-M2	2330-2335

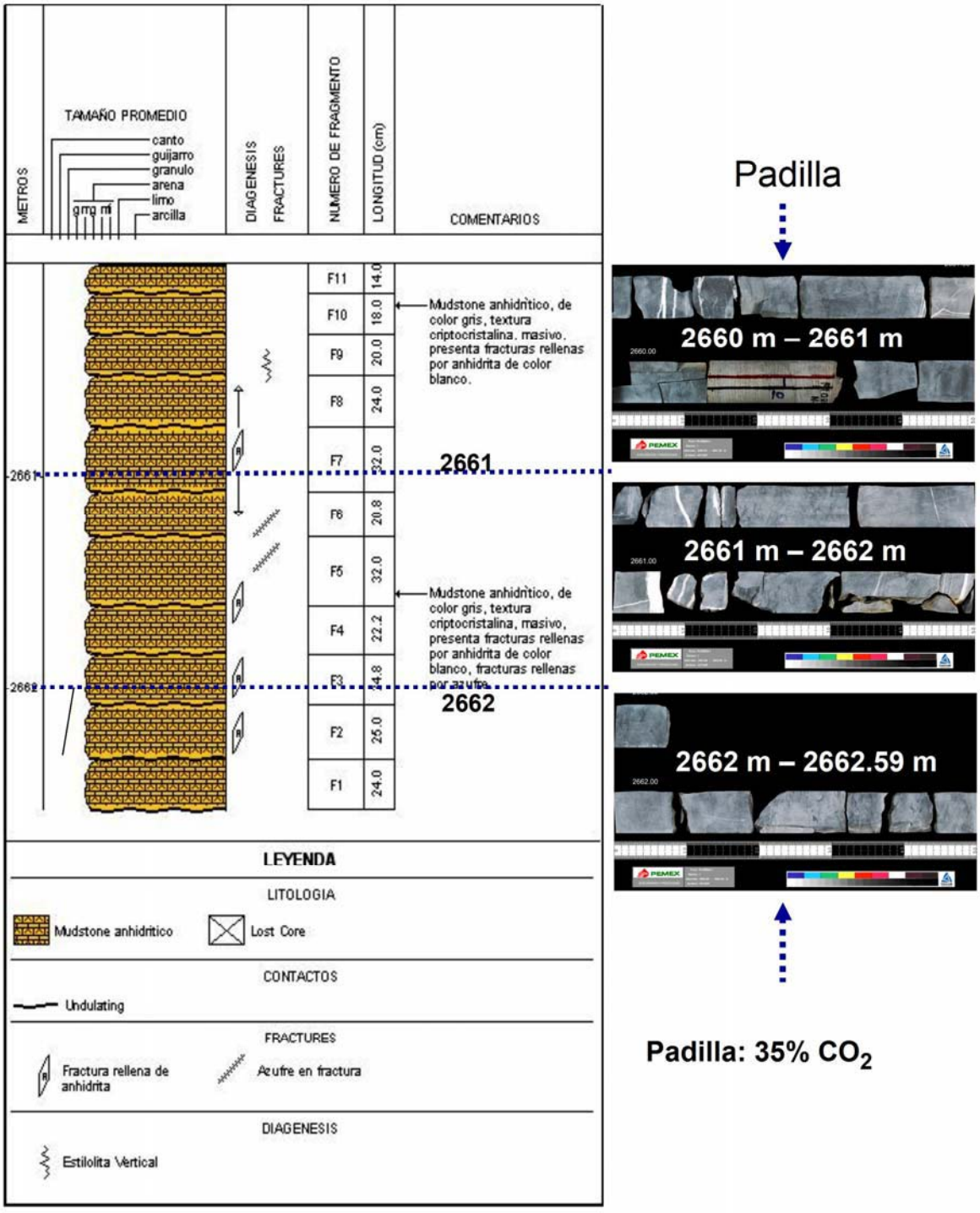
Pozo	Formación	Intervalo (m)
PMX-101	Austin	475
	Tamaulipas Sup.	1450
	Cupido	1580
	Lechos Rojos	3550
PMX-113	Buda	870-875
	La Peña	1500-1505
	La Virgen-M5	1730-1735
	La Virgen-M4	1900-1905
	La Virgen-M4	1995-2000
	La Virgen-M1	2480-2485
	La Virgen-M1	2490-2495
	Padilla	2640-2645
	Padilla	2650-2655
	Padilla	2730-2735
	Padilla	2740-2745
	La Casita Sup.	3150-3155
	La Casita Sup.	3160-3165
	La Casita Sup.	3180-3185
	La Casita Med.	3190-3195
PMX-157	Austin	940
	Del Rio	1485
	Tamaulipas Sup.	1585
	Cupido	2085
	La Virgen M4	2380
	La Virgen M3	2545
	La Virgen M1	2965
	La Mula	3115
	Padilla	3210
	Menchaca	3650
	Barril Viejo	3453
PMX-168	La Peña	1575-1580
	La Peña	1610-1615
	Padilla	2800-2805
	Padilla	2870-2875
	Barril Vjo-Menchaca	3265-3270
PMX-236	Buda	335
	Buda	355
	La Peña	1010
	La Peña	1030
	Cupido	1065
	Cupido	1130
	La Virgen-M5	1265
	La Virgen-M5	1420
	La Virgen-M3	1700
	La Virgen-M3	1720
	La Virgen-M3	1800
	La Virgen-M2	1900
	La Virgen-M2	1840
	La Virgen-M2	2000
	La Virgen-M2	2020
	La Virgen-M2	2050
	La Virgen-M2	2070
	La Virgen-M1	2080
PMX-237	Eagle Ford	340
	Eagle Ford	390
	Tamaulipas Sup.	1070
	La Peña	1130
	La Virgen-M5	1220
	La Virgen-M5	1400
	La Virgen-M3	1690
	La Virgen-M3	1700
	La Virgen-M3	1710
	La Virgen-M2	1870
PMX-238	Austin	355
	Tamaulipas Sup.	1010
	Tamaulipas Sup.	1030
	Tamaulipas Sup.	1065
	Tamaulipas Sup.	1160
	Tamaulipas Sup.	1265
	Cupido	1415
	La Virgen-M5	1570
	La Virgen-M5	1600
	La Virgen-M4	1715
	La Virgen-M4	1810
	La Virgen-M3	1880
	La Virgen-M3	1950
	La Virgen-M3	2000
	La Virgen-M2	2070
	La Virgen-M2	2090
	La Virgen-M2	2190
	La Virgen-M1	2290

Pozo	Profundidad (m)	Seccion de Nucleo	Formación
PMX-113	3080-3089	C2-N4	Base de Barril Viejo
	3080-3089	C6-N4	y tope La Casita Superior
PMX-168	2884-2893	C1-N1	Padilla
	2884-2893	C8-N1	Padilla
	2884-2893	C12-N1	Padilla
	3620-3629	C1-N2	La Casita Inferior
	3620-3629	C8-N2	La Casita Inferior
	3780-3789	C2-N4	La Casita Inferior
	3780-3789	C4-N4	La Casita Inferior
PMX-88	2660-2664.5	C1-N1	Padilla
	2660-2664.5	C2-N4	Padilla
	2660-2664.5	C3-N1	Padilla
PMX-92	1920-1921.9 F12D F7D	C1-N0	La Virgen
	2770-2779	C6-N1	Padilla
	2770-2779	C8-N1	Padilla
	2779-2788	C1-N2	Padilla
	2779-2788	C4-N2	Padilla
	2779-2788	C7-N2	Padilla
	2779-2788	C9-N2	Padilla
	2789-2798	C2-N3	Padilla
	2789-2797	C5-N3	Padilla
	2789-2797	C10-N3	Padilla
	2797-2806	C2-N4	Padilla
	2797-2806	C7-N4	Padilla
	2797-2806	C10-N4	Padilla

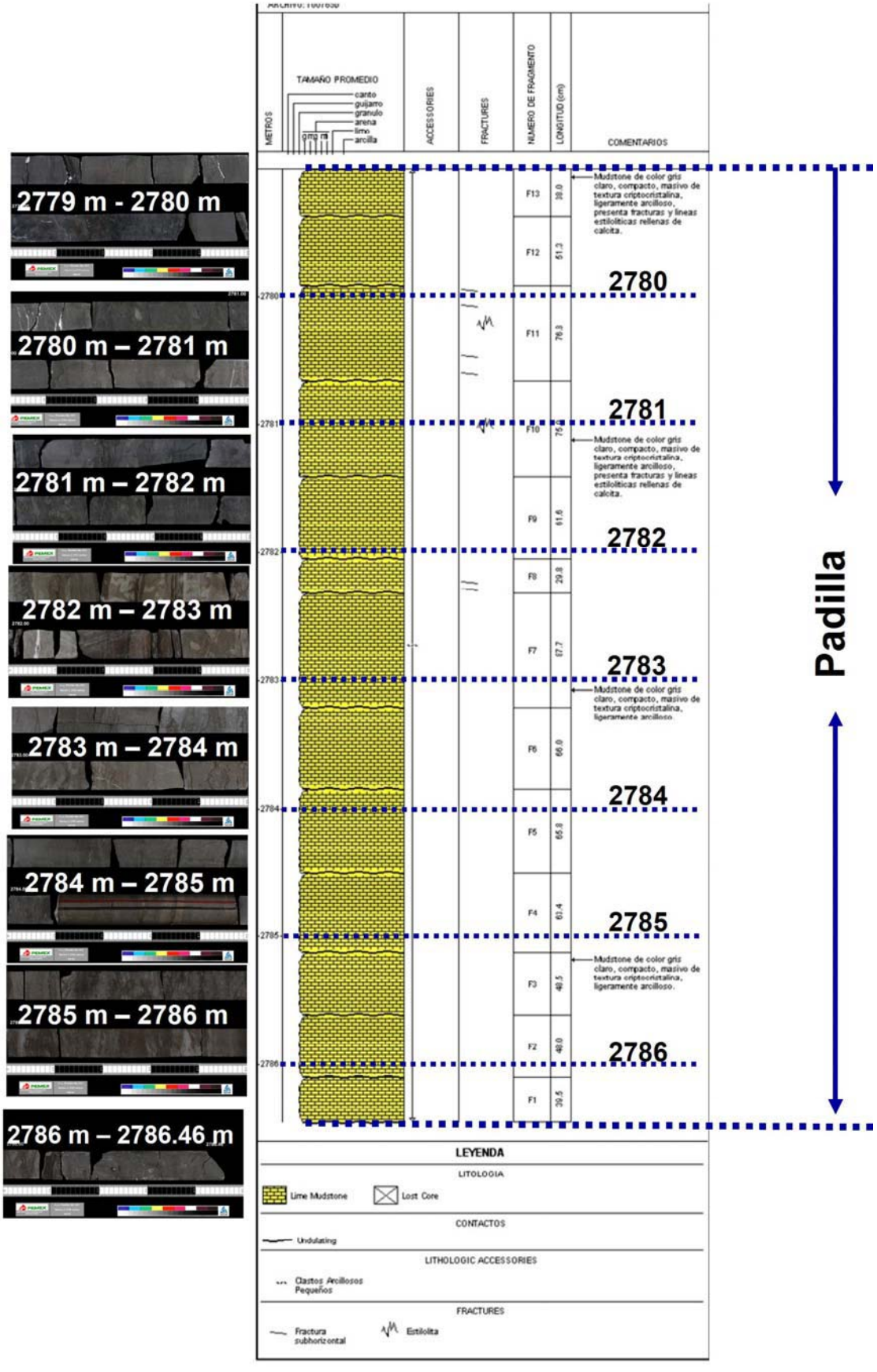
Anexo 6.2. Listado que muestra los niveles de corte para 27 secciones de núcleo, correspondientes a 4 Pozos en la Cuenca de Sabinas.

Descripción litológica de núcleos estudiados

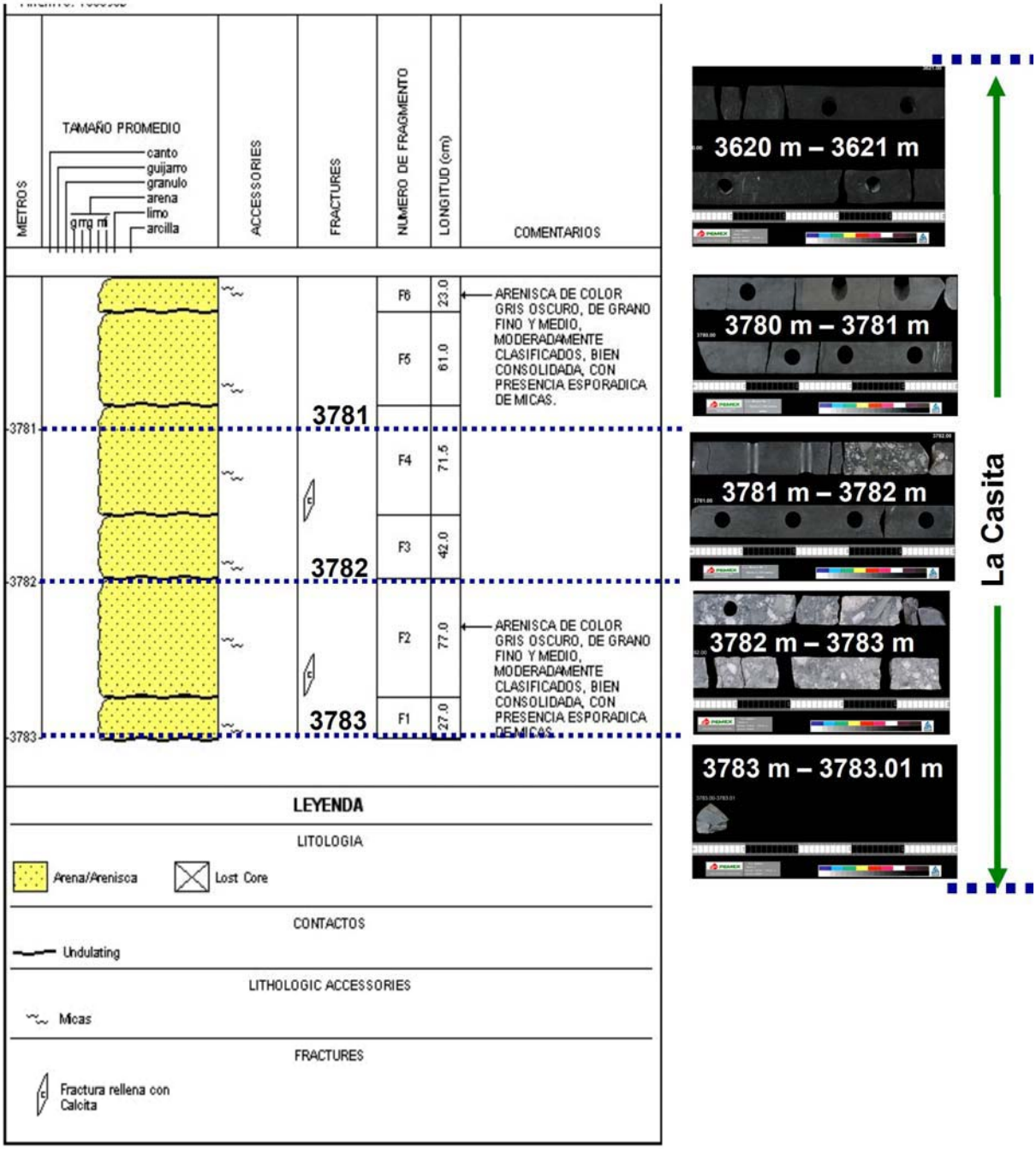
Pozo PMX-88



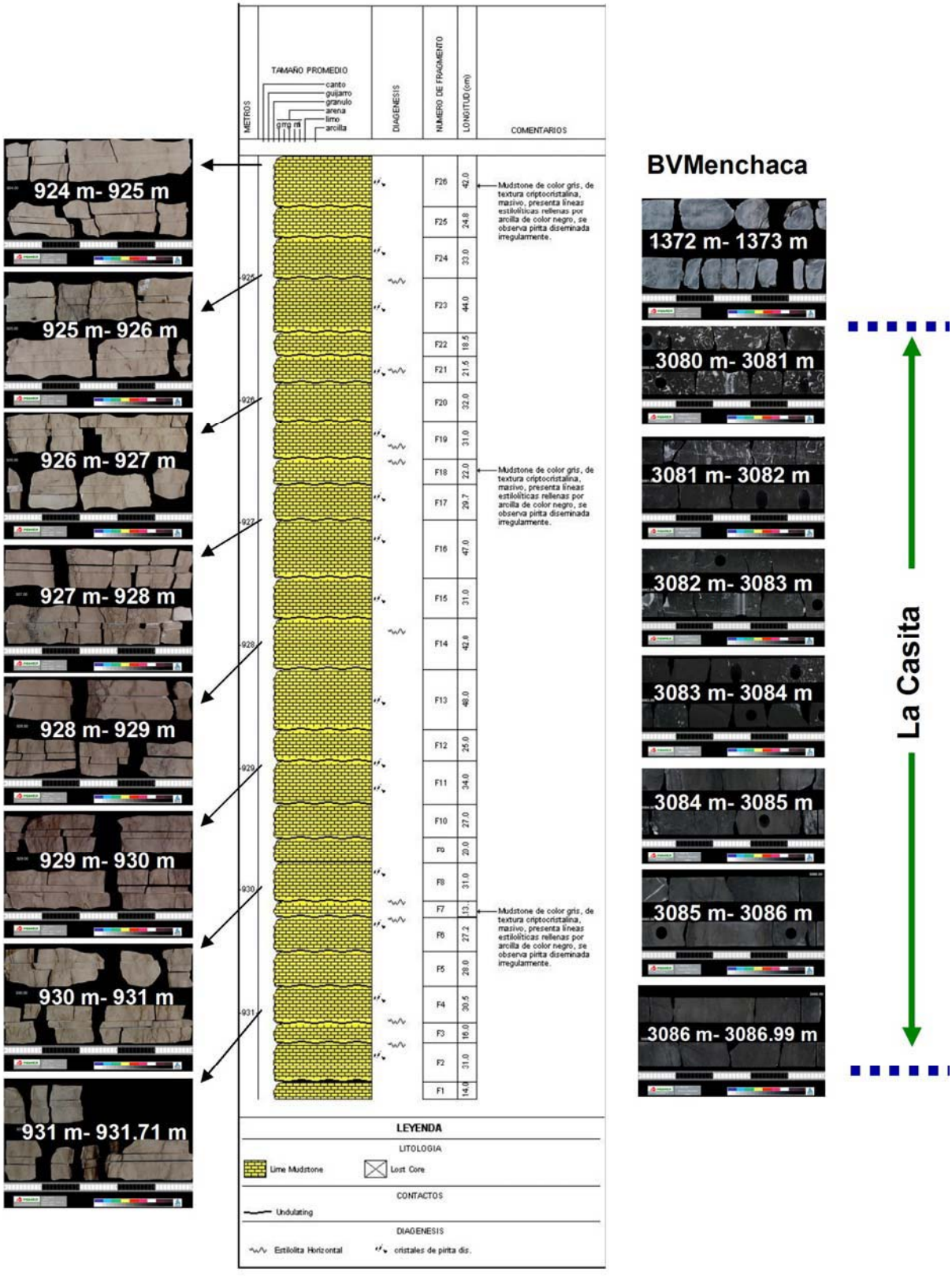
Pozo PMX-92


2779 m - 2780 m
2780 m – 2781 m
2781 m – 2782 m
2782 m – 2783 m
2783 m – 2784 m
2784 m – 2785 m
2785 m – 2786 m
2786 m – 2786.46 m
METROS
TAMAÑO PROMEDIO
canto
guijarro
granulo
arena
limo
arcilla
ACCESSORIES
FRACTURES
NUMERO DE FRAGMENTO
LONGITUD (cm)
COMENTARIOS
F13
F12
F11
F10
F9
F8
F7
F6
F5
F4
F3
F2
F1
Mudstone de color gris claro, compacto, masivo de textura criptocristalina, ligeramente arcilloso, presenta fracturas y lineas estilolíticas rellenas de calcita.
Mudstone de color gris claro, compacto, masivo de textura criptocristalina, ligeramente arcilloso.
2780
2781
2782
2783
2784
2785
2786
Padilla
LEYENDA
LITOLOGIA
Lime Mudstone
Lost Core
CONTACTOS
Undulating
LITHOLOGIC ACCESSORIES
Clastos Arcillosos Pequeños
FRACTURES
Fractura subhorizontal
Estilolita

Pozo PMX-168


METROS
TAMAÑO PROMEDIO
canto
guijarro
granulo
arena
limo
arcilla
grng mi
ACCESSORIES
FRACTURES
NUMERO DE FRAGMENTO
LONGITUD (cm)
COMENTARIOS
F6
F5
F4
F3
F2
F1
23.0
61.0
71.5
42.0
77.0
27.0
ARENISCA DE COLOR GRIS OSCURO, DE GRANO FINO Y MEDIO, MODERADAMENTE CLASIFICADOS, BIEN CONSOLIDADA, CON PRESENCIA ESPORADICA DE MICAS.
ARENISCA DE COLOR GRIS OSCURO, DE GRANO FINO Y MEDIO, MODERADAMENTE CLASIFICADOS, BIEN CONSOLIDADA, CON PRESENCIA ESPORADICA DE MICAS.
3781
3782
3783
C
LEYENDA
LITOLOGIA
Arena/Arenisca
Lost Core
CONTACTOS
Undulating
LITHOLOGIC ACCESSORIES
Micas
FRACTURES
Fractura rellena con Calcita
3620 m – 3621 m
3780 m – 3781 m
3781 m – 3782 m
3782 m – 3783 m
3783 m – 3783.01 m
La Casita

Pozo PMX-113


924 m- 925 m
925 m- 926 m
926 m- 927 m
927 m- 928 m
928 m- 929 m
929 m- 930 m
930 m- 931 m
931 m- 931.71 m
METROS
TAMAÑO PROMEDIO
canto
guijarro
granulo
arena
limo
arcilla
grno rft
DIAGENESIS
NUMERO DE FRAGMENTO
LONGITUD (cm)
COMENTARIOS
F26 42.0
F25 24.8
F24 33.0
F23 44.0
F22 18.5
F21 21.5
F20 32.0
F19 31.0
F18 22.0
F17 29.7
F16 47.0
F15 31.0
F14 42.8
F13 48.0
F12 25.0
F11 34.0
F10 27.0
F9 20.0
F8 31.0
F7 13.
F6 27.2
F5 29.0
F4 30.5
F3 16.0
F2 31.0
F1 14.0
Mudstone de color gris, de textura criptocristalina, masivo, presenta líneas estilolíticas rellenas por arcilla de color negro, se observa pirita diseminada irregularmente.
Mudstone de color gris, de textura criptocristalina, masivo, presenta líneas estilolíticas rellenas por arcilla de color negro, se observa pirita diseminada irregularmente.
Mudstone de color gris, de textura criptocristalina, masivo, presenta líneas estilolíticas rellenas por arcilla de color negro, se observa pirita diseminada irregularmente.
LEYENDA
LITOLOGIA
Lime Mudstone
Lost Core
CONTACTOS
Undulating
DIAGENESIS
Estilolita Horizontal
cristales de pirita dis.
BVMenchaca
1372 m- 1373 m
3080 m- 3081 m
3081 m- 3082 m
3082 m- 3083 m
3083 m- 3084 m
3084 m- 3085 m
3085 m- 3086 m
3086 m- 3086.99 m
La Casita

POZO	mol % in gas		% in Hydrocarbons											Bulk Composition						δ Isotopic Composition *0/00*														
	Nitrogeno	CO_2	Methane	Ethane	Propane	i-Butane	n-Butane	i-Pentane	n-Pentane	Hexanos	Heptanos	Octanos	% C_{2+}	H_2S	Total	C_1/C_2	C_1/C_3	C_1/C_4	C_2/C_3	i-C_4/n-C_4	δ CO2	δ ^{13}C Metano	δ ^{13}C Etano	δ ^{13}C Propano	δ ^{13}C Isobutano	δ ^{13}C Butano	δ ^{13}C Isopentano	δ ^{13}C Pentano	δ $^{13}C_{3-2}$	δ $^{13}C_{3-1}$	δ $^{13}C_{2-3}$	δ $^{13}C_{n-iC4}$	C_2/iC_4	C_2/C_1	δ 13H Methane
PMX-4			99,63	0,35	0,012										**99,99**	284,66	8302,50		29,17			-26,17	-32,67							-6,40				0,004	
PMX-15															**0,00**																				
PMX-24			99,59	0,38	0,015										**99,99**	262,08	6639,33		25,33			-26,32	-32,34							-6,02				0,004	
PMX-25		0,19	99,00	0,34	0,01	0,00	0,00						0,36		**98,54**	269,24	9800,00		34,00			-25,67												0,003	
PMX-25			99,59	0,38	0,01										**99,98**	262,08	9959,00		38,00			-26,23	-32,56							-6,33				0,004	-121,26
PMX-31			99,60	0,38	0,015										**100,00**	262,11	6640,00		25,33			-25,76	-28,95							-3,19				0,004	-143,80
PMX-32			99,59	0,38	0,017										**99,99**	262,08	5858,24		22,35			-25,79	-34,41							-8,62				0,004	
PMX-35			99,58	0,40	0,013										**99,99**	248,95	7660,00		30,77			-26,00												0,004	
PMX-50		0,76	93,17	4,24	0,99	0,21	0,23						5,74		**99,60**	21,97	94,11	405,09	4,28	0,91		-38,20	-20,54	-18,43	-20,66	-19,7		2,11	17,66	-2,11	0,96	20,19	0,046	
PMX-51			89,68	7,07	1,751	0,543	0,484	0,219	0,102	0,11	0,023	0,007	10,18		**99,99**	12,68	51,22	185,29	4,04	1,12		-40,51	-26,21	-21,93	-22,35	-21,42	-22,01	-22,05	4,28	14,30	-4,28	0,93	13,02	0,079	-224,50
PMX-51			89,68	7,07	1,751	0,543	0,484	0,219	0,102	0,11	0,023	0,007	10,18		**99,99**	12,68	51,22	185,29	4,04	1,12		-40,51	-26,21	-21,93	-22,35	-21,42	-22,01	-22,05	4,28	14,30	-4,28	0,93	13,02	0,079	-144,40
PMX-52	0,097	0,47	92,8	4,71	1,15	0,26	0,32	0,13	0,85				7,40		**100,79**	19,70	80,70	290,00	4,10	0,81	-18,42	-38,43	-21,68	-20,72				0,96	16,75	-0,96		18,12	0,051	-143,00
PMX-52			93,61	4,51	0,964	0,215	0,269	0,146	0,099	0,136	0,026	0,013	6,21		**99,99**	20,76	97,11	347,99	4,68	0,80	-7,41	-38,32	-22,22	-20,07	-21,40	-20,51	-21,88	-21,66	2,15	16,10	-2,15	0,89	20,98	0,048	
PMX-56		2,01	87,78	7,08	2,14	0,46	0,53						10,42		**100,00**	12,40	41,02	165,62	3,31	0,87		-39,87	-22,81							17,06			15,39	0,081	
PMX-56			87,53	7,72	2,72	0,647	0,799	0,29	0,156	0,111	0,01	0,003	12,35		**99,99**	11,34	32,18	109,55	2,84	0,81		-40,73	-25,22	-22,66	-23,75	-22,21	-22,64	-21,18	2,56	15,51	-2,56	1,54	11,93	0,088	
PMX-85		0,48	99,27	0,16	0,01	0,00	0,00						0,17		**99,92**	620,44	9927,00		16,00			-26,14												0,002	
PMX-88															**0,00**						-3,90	-26,04													
PMX-88			99,67	0,31	0,010										**99,99**	321,52	9967,00		31,00			-25,28	-32,23							-6,94				0,003	-117,10
PMX-96		0,85	95,37	3,19	0,41	0,12	0,05						3,80		**100,00**	29,90	232,61	1907,40	7,78	2,40		-36,48	-19,19							17,29			26,58	0,033	
PMX-96			95,73	3,52	0,47	0,138	0,057	0,037	0,012	0,015			4,24		**99,98**	27,20	203,68	1679,47	7,49	2,42		-36,64	-19,31	-14,2					5,11	17,33	-5,11		25,51	0,037	-134,10
PMX-102		0,19	89,61	6,76	2,27	0,35	0,47						9,90		**99,65**	13,26	39,48	190,66	2,98	0,74		-39,22	-28,99	-25,99	-27,58	-25,31			3,00	10,23	-3,00	2,27	19,31	0,075	
PMX-108		0	92,54	6,03	1,11	0,16	0,16						7,46		**100,00**	15,35	83,37	578,38	5,43	1,00		-40,78	-24,23	-22,15	-21,88	-20,47			2,08	16,55	-2,08	1,41	37,69	0,065	
PMX-108			91,76	6,20	1,31	0,23	0,26	0,078	0,049	0,064	0,020	0,014	8,14		**99,99**	14,80	70,05	352,92	4,73	0,88		-40,59	-26,2	-23,88	-23,7	-23,54	-23,28	-21,26	2,32	14,39	-2,32	0,16	26,96	0,068	
PMX-108															**0,00**	0,00						-38,48	-22,31	-19,51	-21,35	-19,11	-20,31	-19,88	2,80	16,17	-2,80	2,24			
PMX-111	1,95	0,084	97,2	0,26	0,009								0,28		**99,50**	373,85	10800,00		28,89		-14,93	-25,52	-31,31							-5,79				0,003	-124,00
PMX-124	1,44	0,11	98,00	0,33	0,013								0,35		**99,89**	286,97	7538,46		25,38		-23,78	-30,06	-39,93							-9,87				0,003	-115,00
PMX-125		0,57	99,13	0,30	0,01	0	0						0,31		**100,01**	330,43	9913,00		30,00			-29,99												0,003	
PMX-145		0,09	82,19	10,69	3,7	0,74	1,15						16,53		**98,56**	7,69	22,21	71,47	2,89	0,64		-50,62	-31,92	-24,96	-26,21	-23,93			6,96	18,70	-6,96	2,28	14,45	0,130	
PMX-145			83,39	8,92	3,56	0,796	1,52	0,749	0,656	0,397			16,27		**99,99**	9,35	23,42	54,86	2,51	0,52		-42,08	-26,04	-24,64					1,40	16,04	-1,40		11,21	0,107	-196,10
PMX-155		0,43	99,37	0,20	0,003	0	0						0,20		**100,00**	496,85	33123,33		66,67			-25,27												0,002	
PMX-155			99,79	0,02	0,003										**99,81**	4867,80	33263,33		6,83			-25,84	-29,8							-3,96				0,000	
PMX-156			99,80	0,19	0,003										**99,99**	525,26	33266,67		63,33			-25,00												0,002	-124,00
PMX-157			99,80	0,19	0,004										**99,99**	525,26	24950,00		47,50			-25,12	-29,42							-4,30				0,002	-128,10
PMX-159			99,81	0,18	0,003										**99,99**	554,50	33270,00		60,00			-25,70	-30,17							-4,47				0,002	-125,80
PMX-159	2,44	0,27	96,5	0,17	0,005								0,18		**99,39**	567,65	19300,00		34,00		-5,73	-25,42	-29,95							-4,53				0,002	-157,00
PMX-160			99,79	0,20	0,005										**100,00**	498,95	19958,00		40,00			-24,62												0,002	-138,70
PMX-163			99,78	0,20	0,004										**99,98**	498,90	24945,00		50,00			-24,93	-29,54							-4,61				0,002	-118,30
PMX-168		0,93	98,82	0,25	0,01	0	0						0,26		**100,01**	395,28	9882,00		25,00		-12,51	-26,17												0,003	
PMX-173		0,39	97,92	0,35	0,01	0	0						0,37		**98,67**	279,77	9792,00		35,00			-26,05												0,004	
PMX-173			99,58	0,40	0,015										**100,00**	248,95	6638,67		26,67			-26,20												0,004	
PMX-173			99,6	0,38	0,013										**99,99**	262,11	7661,54		29,23			-25,85												0,004	
PMX-175			99,6	0,38	0,013										**99,99**	262,11	7661,54		29,23			-26,18	-32,65							-6,47				0,004	-131,40
PMX-176			99,57	0,41	0,013										**99,99**	242,85	7659,23		31,54			-26,21	-33,98							-7,77				0,004	-136,20
PMX-177			99,58	0,39	0,015										**99,99**	255,33	6638,67		26,00			-26,02	-32,2							-6,18				0,004	-148,30
PMX-184															**0,00**	0,00						-25,92													-127,90
PMX-189	1,62	0,28	97,6	1,29	0,015								1,32		**100,81**	75,66	6506,67		86,00		-13,65	-38,29	-26,63							11,66				0,013	-137,00
PMX-190			99,59	0,38	0,015										**99,99**	262,08	6639,33		25,33			-25,92	-32,46							-6,54				0,004	-126,94
PMX-191			99,61	0,37	0,015										**100,00**	269,22	6640,67		24,67			-26,05	-32,43							-6,39				0,004	-141,50
PMX-208		0,57	90,63	6,3	1,61	0,54	0,36						8,86		**100,01**	14,39	56,29	251,75	3,91	1,50		-38,46	-21,42	-20,25	-21,76	-19,43			1,17	17,04	-1,17	2,33	11,67	0,070	
PMX-208			88,2	7,28	2,06	0,77	0,658	0,515	0,228	0,278			11,54		**99,99**	12,12	42,82	134,04	3,53	1,17	-8,28	-39,16	-22,63	-19,83	-20,56	-19,75			2,80	16,53	-2,80	0,81	9,45	0,083	
PMX-215		0,09	58,56	0,07	0,09	0,05	0,05						0,44		**58,91**	836,57	650,67	1171,20	0,78	1,00		-47,13											1,40	0,001	
PMX-215			99,2	0,15	0,401	0,088	0,042	0,056	0,022	0,027		0,002	0,76		**99,99**	661,33	247,38	2361,90	0,37	2,10		-47,36	-28,71	-29,02	-29,57	-27,32	-26,81	-26,24	-0,31	18,65	0,31	2,25	1,70	0,002	
PMX-222															**0,00**	0,00						-43,36		-29,49	-30,02	-28,13					1,89			
PMX-242		1,39	98,27	0,32	0,02								0,34		**100,00**	307,09	4913,50		16,00		-11,97	-33,18												0,003	
PMX-242			99,63	0,34	0,013										**99,98**	293,03	7663,85		26,15			-33,65	-34,55	-33,36					1,19	-0,90	-1,19			0,003	-133,30
PMX-270		0,1	95,37	3,54	0,66	0,18	0,13						4,52		**99,98**	26,94	144,50	733,62	5,36	1,38		-34,72	-23,91	-21,59	-24,19	-27,3			2,32	10,81	-2,32	-3,11	19,67	0,037	
PMX-276		41,3	58,25	0,16	0,01								0,29		**99,72**	364,06	5825,00		16,00		-3,77	-25,41												0,003	
PMX-276	0,26	0,31	94	3,22	0,91	0,26	0,39	0,27	0,23				5,32		**99,85**	29,19	103,30	241,03	3,54	0,67	-3,36	-39,97	-22,55	-20,41				2,14	17,42	-2,14		12,38	0,034	-147,00
PMX-282			94,98	1,97	1,225	0,408	0,531	0,425	0,243	0,209					**99,99**	48,21	77,53	178,87	1,61	0,77												4,83	0,021	
PMX-282		0,88	93,23	4,73	0,85	0,17	0,14						5,94		**100,00**	19,71	109,68	665,93	5,56	1,21	-11,93	-39,19	-21,94	-21,63		-23,86		0,31	17,25	-0,31		27,82	0,051	
PMX-286	3,39	0,51	95,00	0,86	0,01								0,91		**99,77**	110,47	9500,00		86,00		-6,37	-28,11	-35,18							-7,07				0,009	-139,00
PMX-287			99,9	0,09									0,09		**99,99**	1110,00						-28,07	-30,84							-2,77				0,001	-133,30
PMX-288			99,55	0,43	0,015										**100,00**	231,51	6636,67		26,67			-25,25	-31,74							-6,49				0,004	-135,10

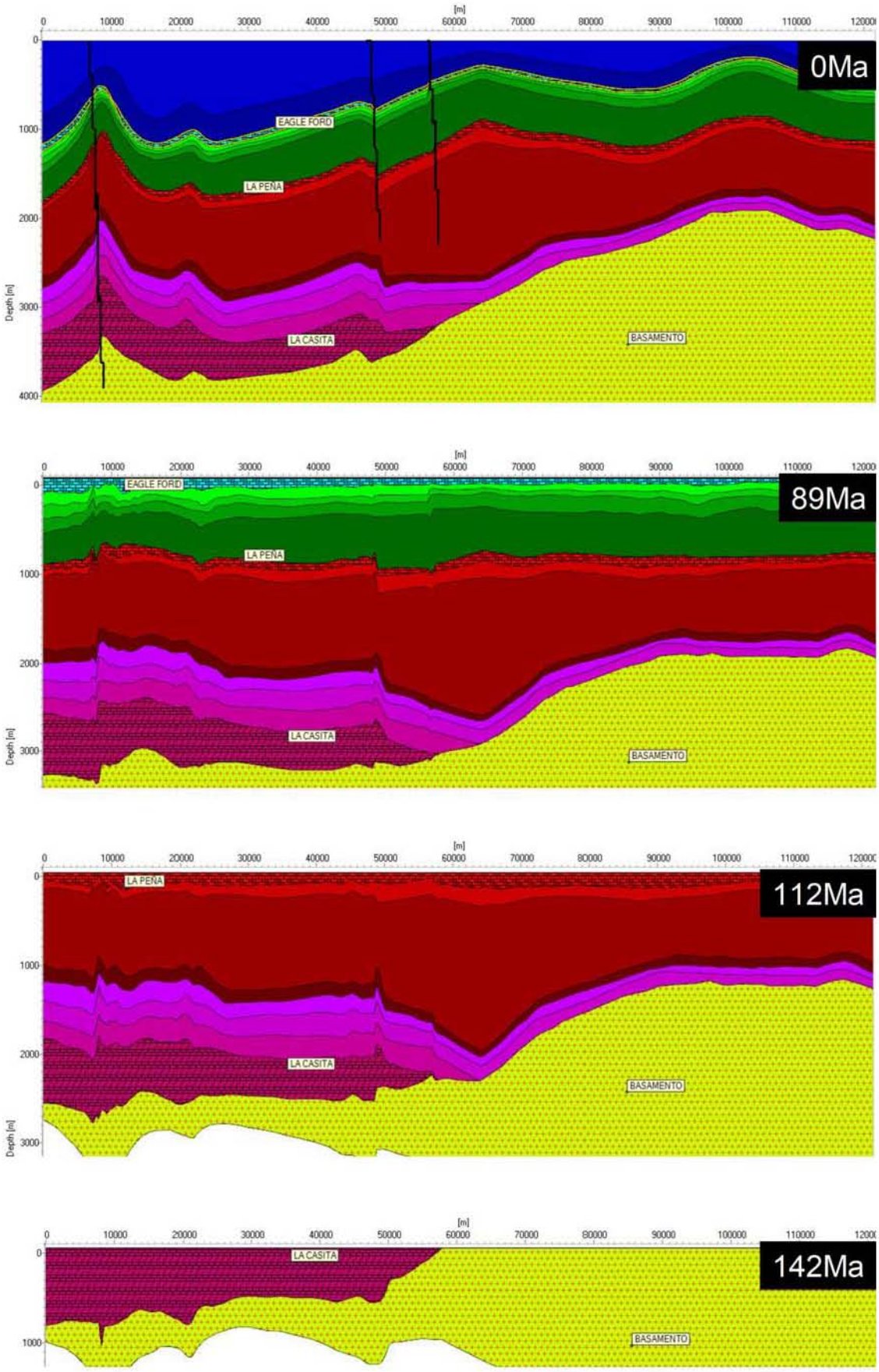
Anexo 7.1. Isótopos de gas, definidos en gas de producción, en campos productores de la Cuenca de Sabinas y Piedras Negras. Base de datos proporcionada por PEP-PEMEX.

		CALCITA		DOLOMITA		SIDERITA	
POZO	MUESTRA	δ13C 0/00 (V-PDB)	δ18O 0/00 (V-PDB)	δ13C 0/00 (V-PDB)	δ18O 0/00 (V-PDB)	δ13C 0/00 (V-PDB)	δ18O 0/00 (V-PDB)
PMX-17	Cuttings	-0,29	-11,94	-5,65	-6,70		
PMX-88	C1-N1	0,59	-1,35	1,67	-0,32		
PMX-88	C3-N1	-1,09	-1,24	1,89	0,90		
PMX-92	C1-N10	2,70	-2,06	3,89	0,04		
PMX-92	C8-N1	2,55	-3,99	-11,95	-11,92		
PMX-92	C6-N1	0,71	-1,03	1,41	0,54		
PMX-92	C7-N2	1,79	-4,34	2,16	-0,88		
PMX-92	C9-N2	2,44	-4,66	2,41	-3,64		
PMX-92	C2-N3	2,38	-4,49	1,08	-6,21	-3,53	-5,11
PMX-92	C10-N3	2,48	-4,33	2,18	-3,44	-3,05	-6,55
PMX-92	C10-N4	2,20	-3,47	-0,82	-3,73	-4,21	-4,36
PMX-113	C2-N4	-0,57	-6,85	-0,23	-4,43		
PMX-113	C6-N4	-1,73	-11,81	-4,91	-6,25		
PMX-168	C1-N1	1,94	-1,13	2,70	0,71		
PMX-168	C8-N1	0,17	-4,69	-0,37	-3,70		
PMX-168	C12-N1	2,04	-4,01	1,54	-3,57		
PMX-168	C8-N2	0,52	-10,89	-0,75	-4,98		
PMX-168	C2-N4	-3,16	-13,02	1,15	-6,14		
PMX-168	C4-N4	-2,16	-10,04	-2,06	-8,53		

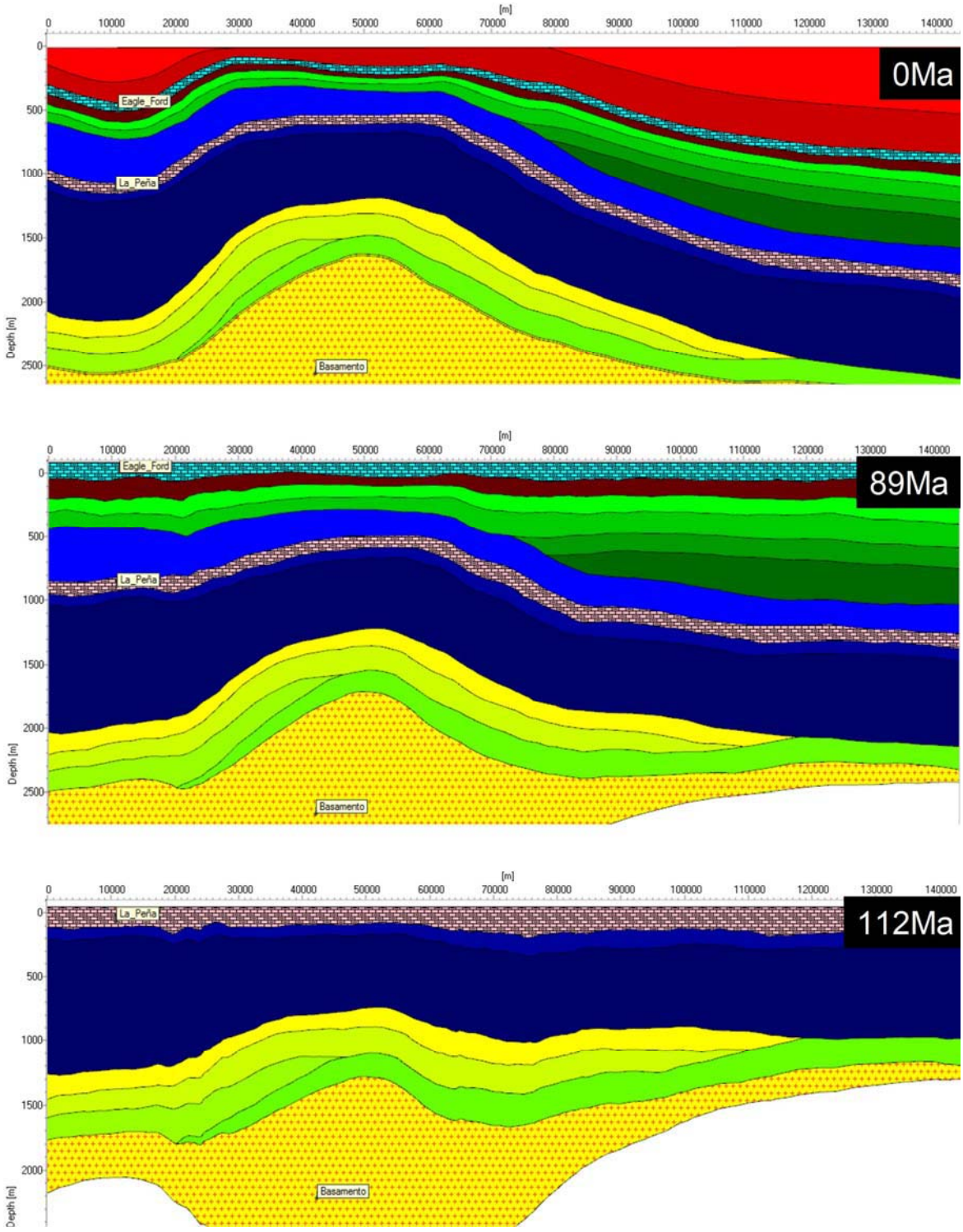
Anexo 7. 2. Isótopos de carbono y oxigeno, en la roca.

ANEXO 7

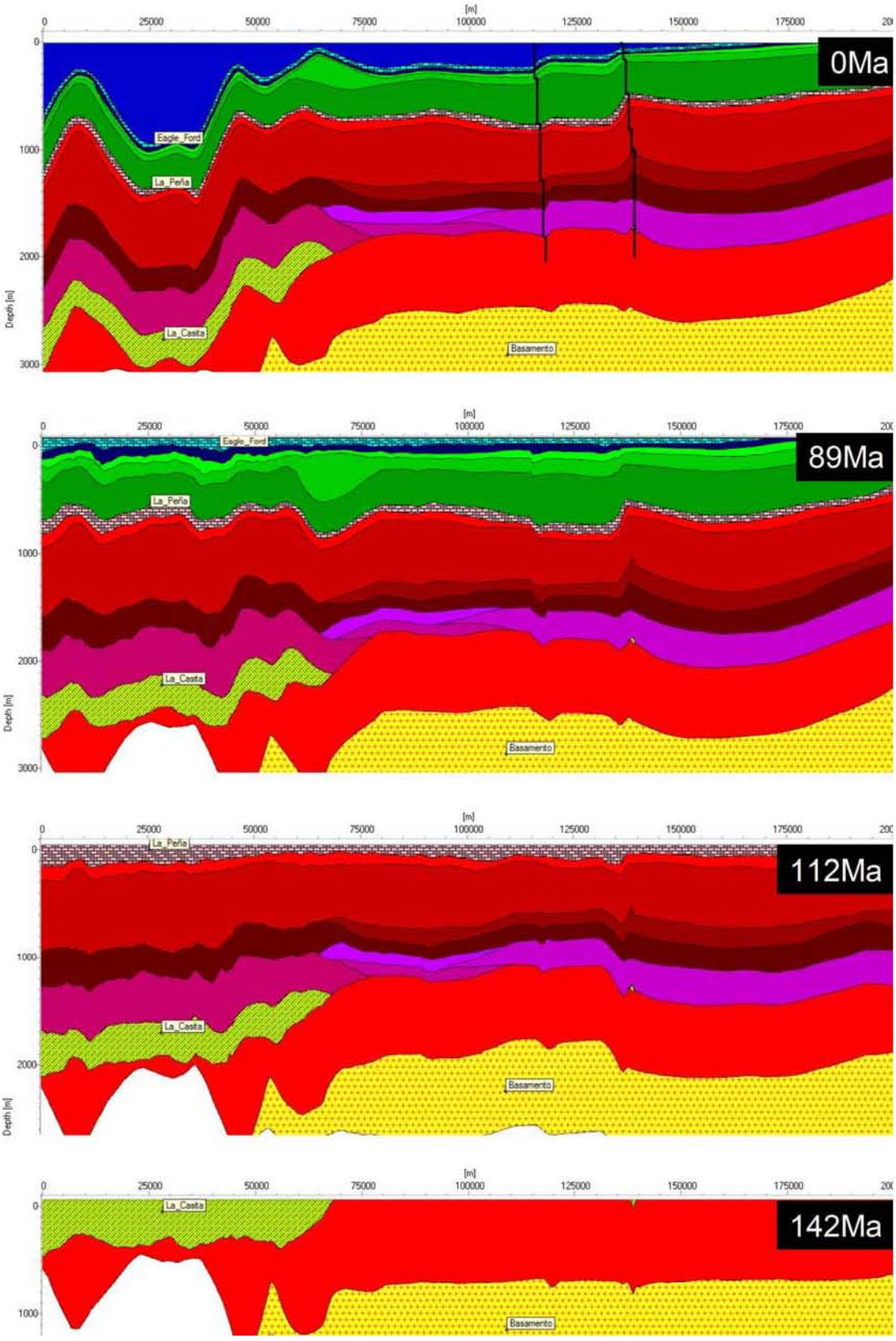
Aplicación del modelo geoquímico PetroMod® 2D V10, en las secciones sísmicas regionales de la Cuenca de Sabinas, para definir por decompacción de sedimentos en el espacio XY, los espesores iniciales de las rocas madres y calcular con estos, las velocidades de sedimentación, con el fin de definir el TOC°, de cada roca madre en la Cuenca de Sabinas.



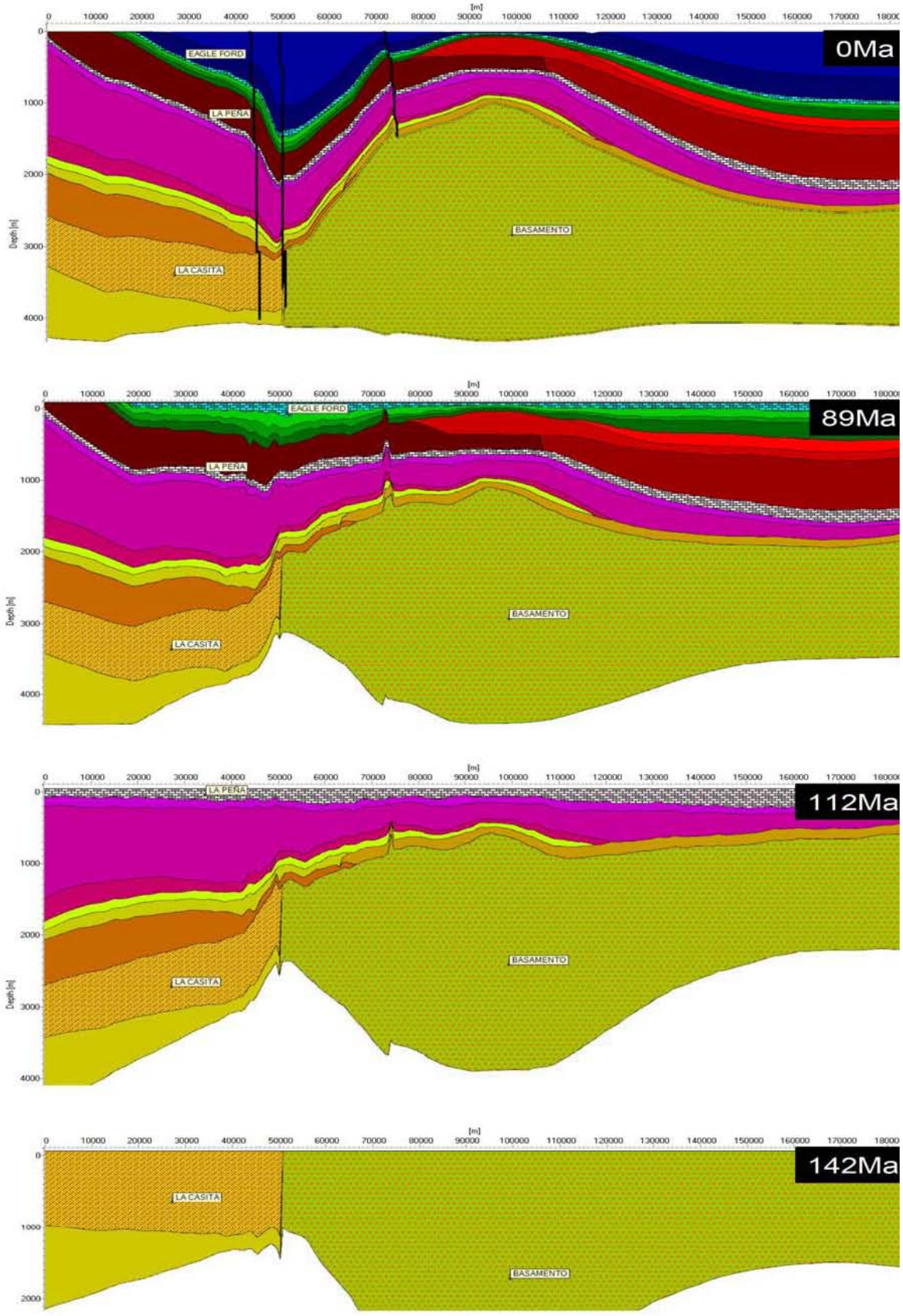
Anexo VII.1. Línea sísmica SS-05, que muestran los espesores decompactados de las rocas generadoras en el tiempo, justo al final de su sedimentación. Graduaciones en XZ en metros.



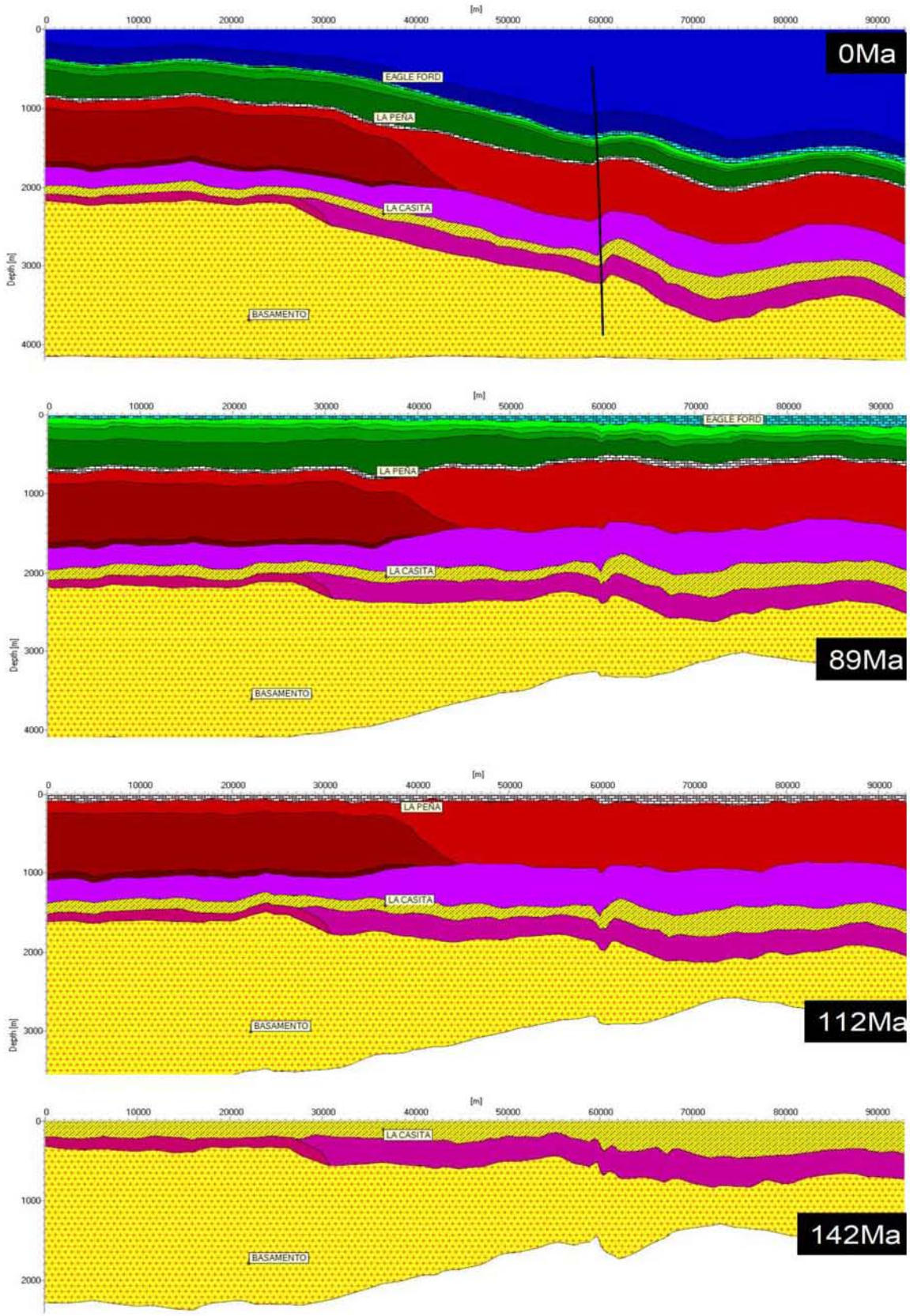
Anexo VII.2. Línea sísmica SS-06, que muestran los espesores decompactados de las rocas generadoras en el tiempo, justo al final de su sedimentación. Graduaciones en XZ en metros.



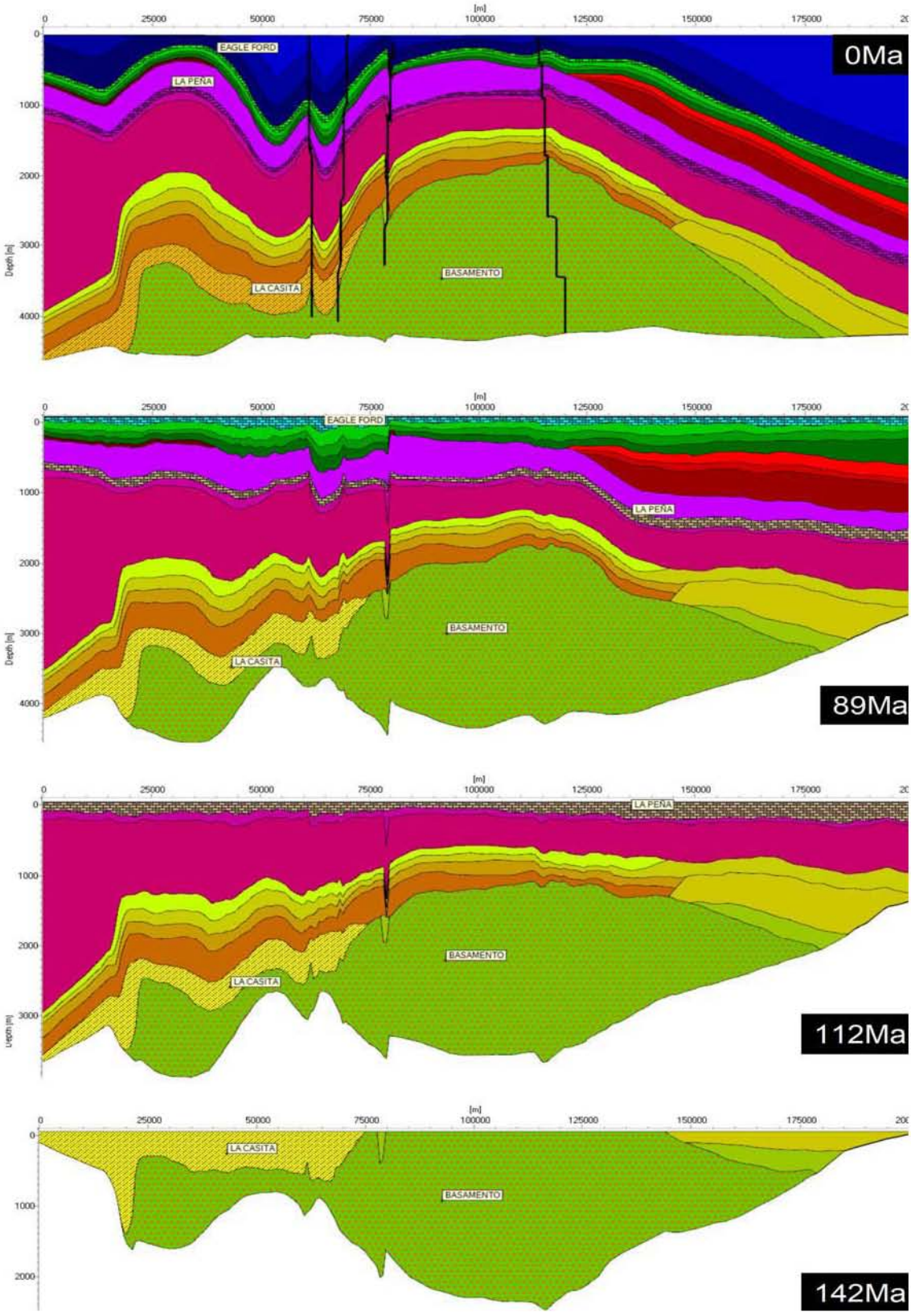
Anexo VII.3. Línea sísmica SS-07, que muestran los espesores decompactados de las rocas generadoras en el tiempo, justo al final de su sedimentación. Graduaciones en XZ en metros.



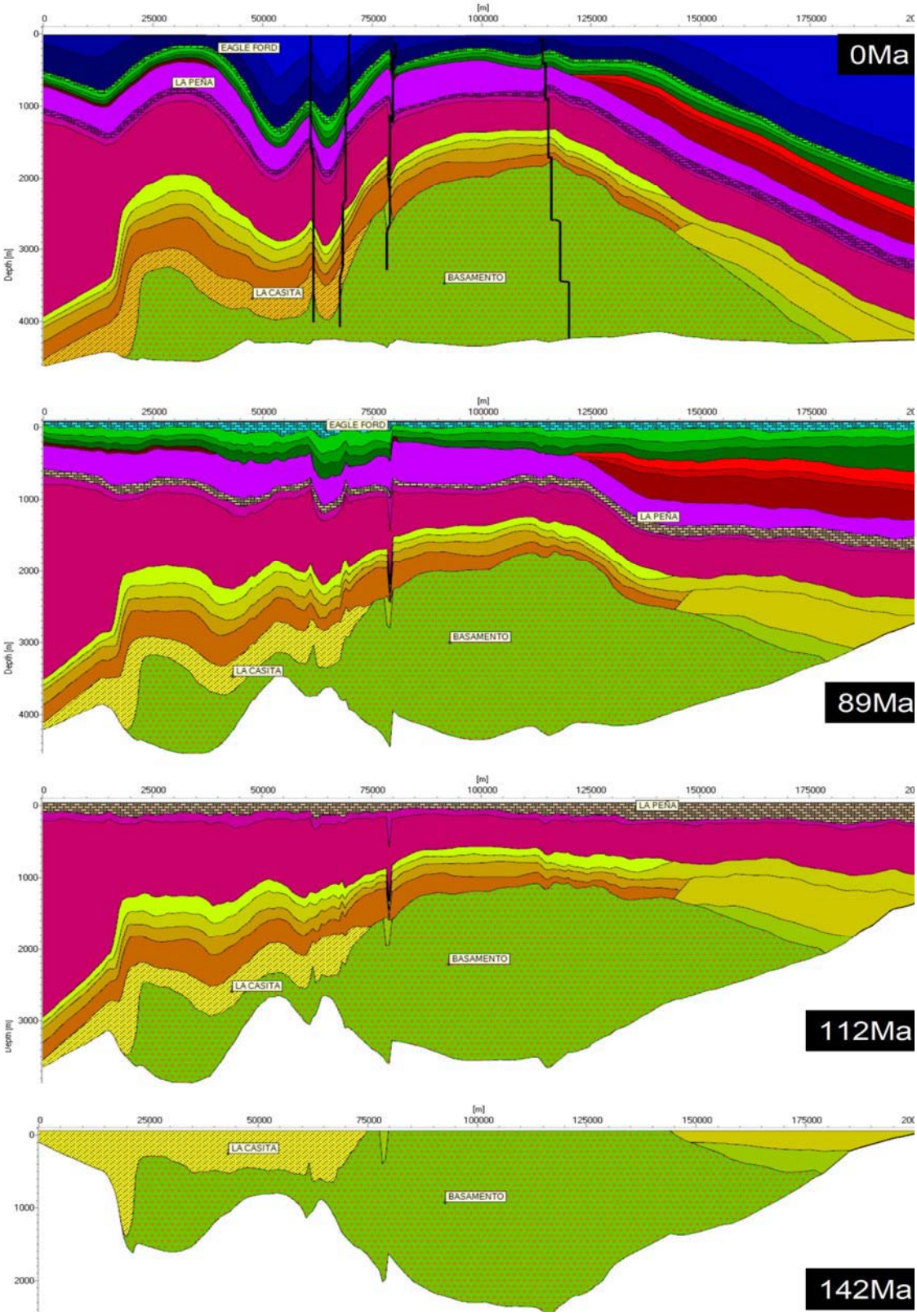
Anexo VII.4. Línea sísmica SS-08, que muestran los espesores decompactados de las rocas generadoras en el tiempo, justo al final de su sedimentación. Graduaciones en XZ en metros.



Anexo VII.5. Línea sísmica SS-09, que muestran los espesores decompactados de las rocas generadoras en el tiempo, justo al final de su sedimentación. Graduaciones en XZ en metros.



Anexo VII.6. Línea sísmica SS-10, que muestran los espesores decompactados de las rocas generadoras en el tiempo, justo al final de su sedimentación. Graduaciones en XZ en metros.



Anexo VII.7. Línea sísmica SS-14, que muestran los espesores decompactados de las rocas generadoras en el tiempo, justo al final de su sedimentación. Graduaciones en XZ en metros.

ANEXO 8

PMX-244	
Depth	Ro (%)
620	0,76
680	0,77
720	0,78
810	0,80

PMX-92	
Depth	Ro (%)
1495	0,95
1233	1,46
1920	1,85

PMX-113	
Depth	Ro (%)
1550	0,96
3080	2,26
3195	3,58

PMX-168	
Depth	Ro (%)
1575	1,76
2870	2,84
3620	3,88
3780	3,55

PMX-209	
Depth	Ro (%)
700	0,70
740	0,73
2120	1,39
2180	1,42
2240	1,45

PMX-121	
Depth	Ro (%)
300	0,66
2100	1,91
2150	1,92
2200	1,93
2250	1,98

PMX-15	
Depth	Ro (%)
550	0,66
1315	1,65
1475	1,64
1885	1,77
3115	3,21

PMX-38	
Depth	Ro (%)
900	1,02
1695	1,25
1700	1,25
1740	1,27
1745	1,27
1750	1,13
1750	1,27
1755	1,15
1755	1,27
1760	1,27
1905	1,17
2010	1,07
2920	1,98
3335	2,54
3340	2,54
3345	2,54
3355	2,55
3365	2,55
3385	2,56
3390	2,57
3395	2,57
3405	2,57
3410	2,58
3420	2,58
3425	2,58
3426	2,58
3435	2,59
3445	2,59
3470	2,61
3485	2,61
3500	2,62
3514	2,63
3523	2,63
3540	2,64
3550	2,65
3558	2,65
3435	2,59
3445	2,59
3470	2,61
3485	2,61
3500	2,62
3514	2,63
3523	2,63
3540	2,64
3550	2,65
3558	2,65

PMX-198	
Depth	Ro (%)
1640	0,76
1690	0,83
1830	0,84
3820	2,74
3900	2,79
3980	2,82
4050	2,86
4150	2,91
4200	2,94
4240	2,96

PMX-111	
Depth	Ro (%)
780	0,92
900	0,98
1000	1,04
1050	1,07
1500	1,15
1710	1,21
4170	2,84
4200	2,85
4300	2,92
4400	2,98
4430	3,00

PMX-116	
Depth	Ro (%)
415	0,77
445	0,82
525	0,86
2040	1,86
2150	1,91
2170	1,93
2200	1,95
2275	1,97
2350	2,01
2380	2,05

PMX-173	
Depth	Ro (%)
1080	1,00
1111	1,00
2810	2,24
2820	2,24
2855	2,28
2880	2,29
2950	2,32
2990	2,34

PMX-17	
Depth	Ro (%)
550	0,66
1005	1,80
1290	2,01
1315	1,65
1475	1,64
1885	1,77
3115	3,21

PMX-88	
Depth	Ro (%)
390	0,74
450	0,78
540	0,83
570	0,84
660	0,89
690	0,91
1350	1,12
1380	1,78
1430	1,90
1710	1,60
2050	1,65
2170	1,90
2660	2,11

PMX-241	
Depth	Ro (%)
150	0,78
290	1,03
1240	1,31
1350	1,22
2300	2,00
3030	2,37
3215	2,46

Anexo 9. Nuevos datos de %Ro para 15 pozos de la Cuenca de Sabinas.

ANEXO 9

Sample	Dept (m)	Spectro RAMAN N°	Inclusion N°	Mineral host	Phase	Th (°C)	NaCl (mol kg-1 H2O)	CH_4 (mol Kg-1 H2O)	Pt (bar)
PMX-92 N1-C6	2770	H1082	1	$CaCO_3$	Lv	196	3,76	0,14	285
		H1083	2	$CaCO_3$	Lv	136	3,48	nd	
		H1084	3	$CaCO_3$	Lv	108	3,72	nd	
		H1085	4	$CaCO_3$	Lv	167	3,79	nd	
		H1087	5	$CaCO_3$	Lv	207	4,37	0,13	180,23
		H1088	6	$CaCO_3$	Lv	140	3,43	0,07	nd
		H1090	7	$CaCO_3$	Lv	150	3,50	0,07	187,88
		H1089	8	$CaCO_3$	Lv	140	3,57	0,09	289,58
			9	$CaCO_3$	Lv	181	3,50		
			10	$CaCO_3$	Lv	142	4,76		
			11	$CaCO_3$	Lv	191	3,25		
			12	$CaCO_3$	Lv	127	3,41		
			13	$CaCO_3$	Lv	140	3,70		
			14	$CaCO_3$	Lv	186	3,64		
			15	$CaCO_3$	Lv	147	3,48		
			16	$CaCO_3$	Lv	210	3,66		
			17	$CaCO_3$	Lv	155	3,48		
PMX-113 N4-C2	2884	SE1559	18	$CaCO_3$	Lv	144	0,27	0,66	651,16
		SE1560	19	$CaCO_3$	Lv	164	0,24	0,67	nd
		SE1021	20	$CaCO_3$	Lv	174	0,09	nd	
		SE1022	21	$CaCO_3$	Lv	175	0,09	nd	
		SE1029	22	$CaCO_3$	Lv	172	0,18	nd	
			23	$CaCO_3$	Lv	182	0,15		
			24	$CaCO_3$	Lv	166	0,15		
		H1027	25	$CaCO_3$	Lv	175	0,15	nd	
		H1028	26	$CaCO_3$	Lv	172	0,03	nd	
		H1023	27	$CaCO_3$	Lv	164	4,54	nd	
		H1024	28	$CaCO_3$	Lv	166	4,54	nd	
		H1025	29	$CaCO_3$	Lv	164	3,41	nd	
		H1026	30	$CaCO_3$	Lv	214	3,79	0,31	nd
			31	$CaCO_3$	Lv	156	0,18		
			32	$CaCO_3$	Lv	177	0,09		
			33	$CaCO_3$	Lv	170	0,06		
			34	$CaCO_3$	Lv	161	0,06		
PMX-168 N1-C8	2884	H1159	35	SiO_2	Lv	330	4,40	**1,09**	nd
		H1160	36	SiO_2	Lv	329	4,40	**1,50**	1280
		H1161	37	SiO_2	Lv	291	3,60	**1,32**	2275
		H1162	38	SiO_2	Lv	305	4,00	**1,11**	1156
		H1163	39	SiO_2	Lv	278	4,20	**1,24**	2887
		H1164	40	SiO_2	Lv	287	4,72	**1,15**	2584
		H1165	41	SiO_2	Lv	335	4,20	**1,21**	641
		H1166	42	SiO_2	Lv	307	3,60	**1,02**	757
		H1167	43	SiO_2	Lv	289	4,00	**1,11**	1926
		H1168	44	SiO_2	Lv	295	4,10	**1,31**	2386
		H1169	45	SiO_2	Lv	287	4,00	**1,05**	1795
		H1170	46	SiO_2	Lv	285	4,00	**1,06**	1940
		H1174	47	SiO_2	Lv	295	4,20	**1,41**	2821
		H1173	48	SiO_2	Lv	280	4,20	**0,17**	172
			49	SiO_2	Lv	312	4,62		
		H1175	50	SiO_2	Lv	325	4,20	**1,64**	1796
			51	SiO_2	Lv	264	4,12		
			52	SiO_2	Lv	306	4,33		
			53	SiO_2	Lv	285	4,23		
		H1171	54	SiO_2	Lv	334	3,60	**1,42**	688
		H1176	55	SiO_2	Lv	334	4,40	**1,18**	669
PMX-168 N4-C4	3780	H982	56	SiO_2	Lv	156	3,90		
		H989	57	SiO_2	Lv	143	3,88		
			58	SiO_2	Lv	145	3,90		
		H983	59	SiO_2	Lv	147	4,05	nd	
		H984	60	SiO_2	Lv	150	1,05	nd	
		SE1312	61	SiO_2	Lv	178	3,92	0,17	550
		SE1313	62	SiO_2	Lv	176	3,25	0,30	1510
		H985	63	SiO_2	Lv	176	3,16	0,30	1420
		H987	64	SiO_2	Lv	151	3,85	<0.005	nd
		H988	65	SiO_2	Lv	210	4,15	nd	
		H991	66	SiO_2	Lv	199	3,34	0,40	1668
		H992	67	SiO_2	Lv	155	3,70	nd	
		H993	68	SiO_2	Lv	199	3,30	0,48	nd
		H995	69	SiO_2	Lv	160	3,70	nd	

High density Fluid inlcusion nd: not determined

Anexo 10.1. Caracterización por termometría y espectrometría Raman, para calcular las condiciones PTX mínimas de atrapamiento, de inclusiones fluidas en profundidad, definidas para la roca madre La Casita y el reservorio Padilla, en el campo Minero-Florida del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas.

Mine or disrict	Mineral	Th (°C)	NaCl (wt. % equiv.)	CH4 (mol Kg-1 H2O)	P(bar)	References
Celestite Deposits						
Tinaja	Celestine	70 to 160	2 to 19			González-Partida et al. (2003)
Volcán	Celestine	65 to 140	0 to 17.9			González-Partida et al. (2003)
	Celestine	65 to 120	3 to 15.9			Villareal-Fuentes et al (2007)
Vibora	Celestine	83 to 160	10.1 to 13			González-Partida et al. (2003)
Venado	Celestine	80 to 106	0 to 19.5			Ramos-Rosique et al. (2005)
Lucero	Celestine	48 to 121	2 to 13			Puente-Solís (2007)
Diablo	Celestine	80 to 140	0 to 16.9			González-Sánchez et al. (2009)
	Celestine	40 to 50	1.7 to 7.2			González-Sánchez et al. (2009)
San Agustin	Celestine	98 to 160	7.9 to 18.8			González-Sánchez et al. (2009)
	Calcite	62 to 110	7.9 to 16.1			González-Sánchez et al. (2009)
	Fluorite	127 to 150	17.8 to 18.4			González-Sánchez et al. (2009)
	Celestine	125 to 183	0.53 to 12.2	0.01 to 0.02 (§)	26 to 14	Zamorano (2008)
Fluorite deposits						
Santa Anita	Fluorita	125 to 165	Not reported			Kesler (1974)
El Triangulo	Fluorita	125 to 160	Not reported			Kesler (1977)
El Tule	Fluorita	130 to 165	Not reported			Kesler (1977)
Santo Domingo	Fluorita	127 to 160	Not reported			Kesler (1977)
El Triangulo and La Pirisima	Fluorita	55 to 150	8 to 14			González-Partida et al. (2003)
Aurora	Fluorita	70 to 148	8 to 14			González-Partida et al. (2003)
Encantada-Buenavista	Fluorita	50 to 170	6 to 14			González-Partida et al. (2003)
Aguachiles	Fluorita	130 to 165	3 to 4			González-Partida et al. (2003)
Alicia	Fluorita	70 to 130	HC inclusion			González-Sánchez et al. (2009)
	Fluorita	74 to 136	HC inclusion			Zamorano (2008)
Cuatro Cienegas	Fluorita	82 to 120	HC inclusion			González-Sánchez et al. (2009)
	Fluorita	80 to 160	3.1 to 18.6			González-Sánchez et al. (2009)
	Calcita	91 to 125	12.9 to 26(*)			González-Sánchez et al. (2009)
	Fluorita	108 to 150	1.4 to 18	0.18 (§)	545 to 326	Zamorano (2008)
La Facil	Fluorita	143 to 187	HC inclusion			Zamorano (2008)
Mina Ursulo	Fluorita	125 to 146	17.8 to 21.7			González-Sánchez et al. (2009)
Barite deposits						
Barosa (Muzquiz)						
Upper mantle	Barite	80 to 125	18.6 to 22.4			González-Sánchez et al. (2009)
	Calcite	60 to 122	21.3 to 24(*)			González-Sánchez et al. (2009)
Lower mantle	Barite	52 to 155	20.2 to 26(*)			González-Sánchez et al. (2009)
	Calcite	49 to 150	7.9 to 27(*)			González-Sánchez et al. (2009)
barite -Pb-Zn -celestine deposits						
Berrendos						
Barite body	Barite	191 to 210	12.9 to 26(*)			González-Sánchez et al. (2009)
Barite + sphalerite body	barite	152 to 180	15.6 to 19.5			González-Sánchez et al. (2009)
Celestine body	Celestine	150 to 211	13.2 to 19.5			González-Sánchez et al. (2009)
Quartz + sphalerite body	Barite	165 to 225	22.4 to 27			González-Sánchez et al. (2009)
Zn-Pb deposits						
San marcos (Reforma)	Spahlerite	76 to 150	6.8 to 22			González-Partida et al. (2003)

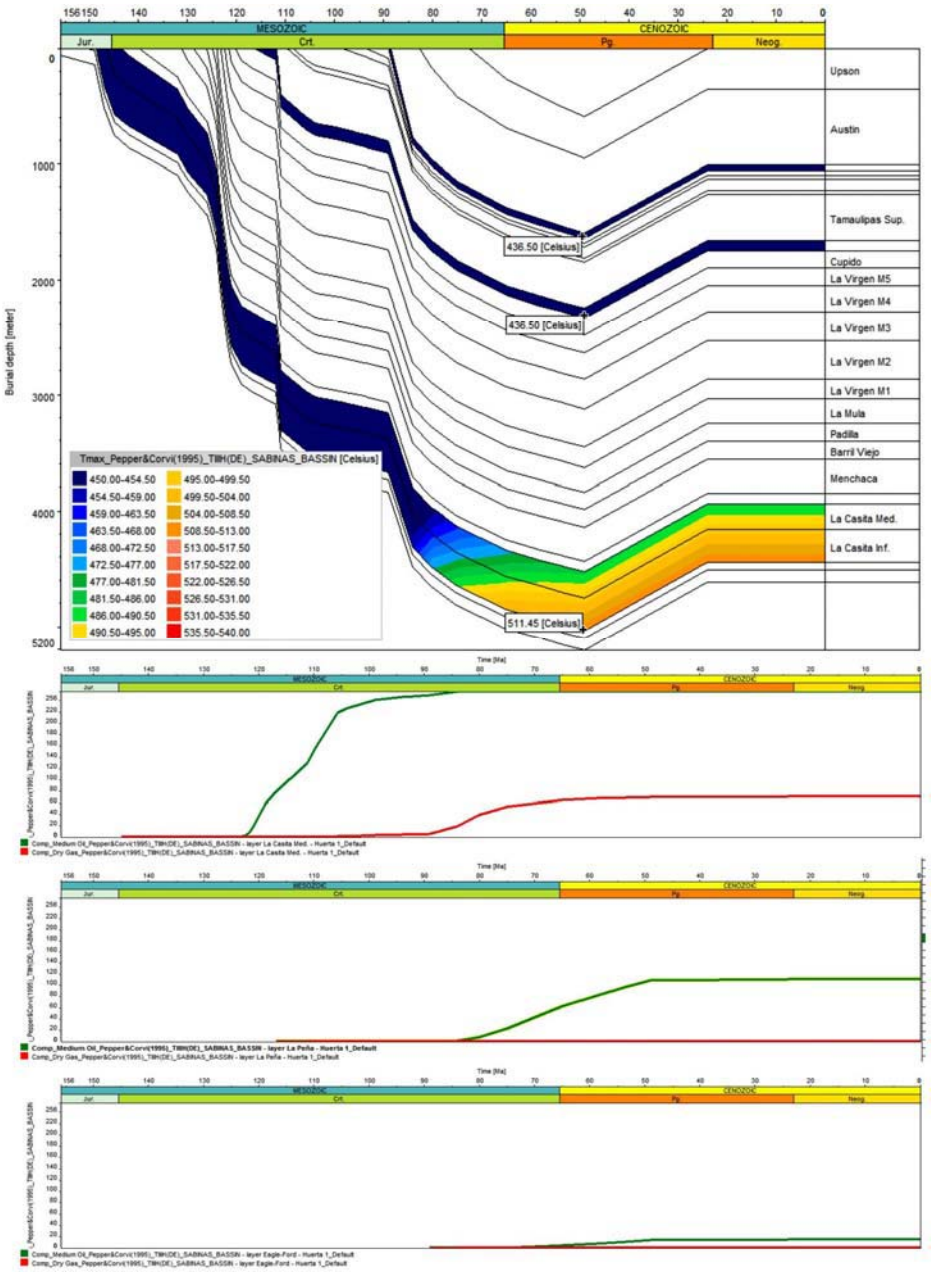
(*) $CaCl_2$ + NaCl brines
(§) H_2S (0.1 to 0.32 mol kg-1 H_2O)

Anexo 10.2. Propiedades PTX de inclusiones fluidas, reportadas en la literatura, correspondientes a minerales estudiados en los distritos mineros del Noreste de México. Modificado de González-Sánchez et al., (2009).

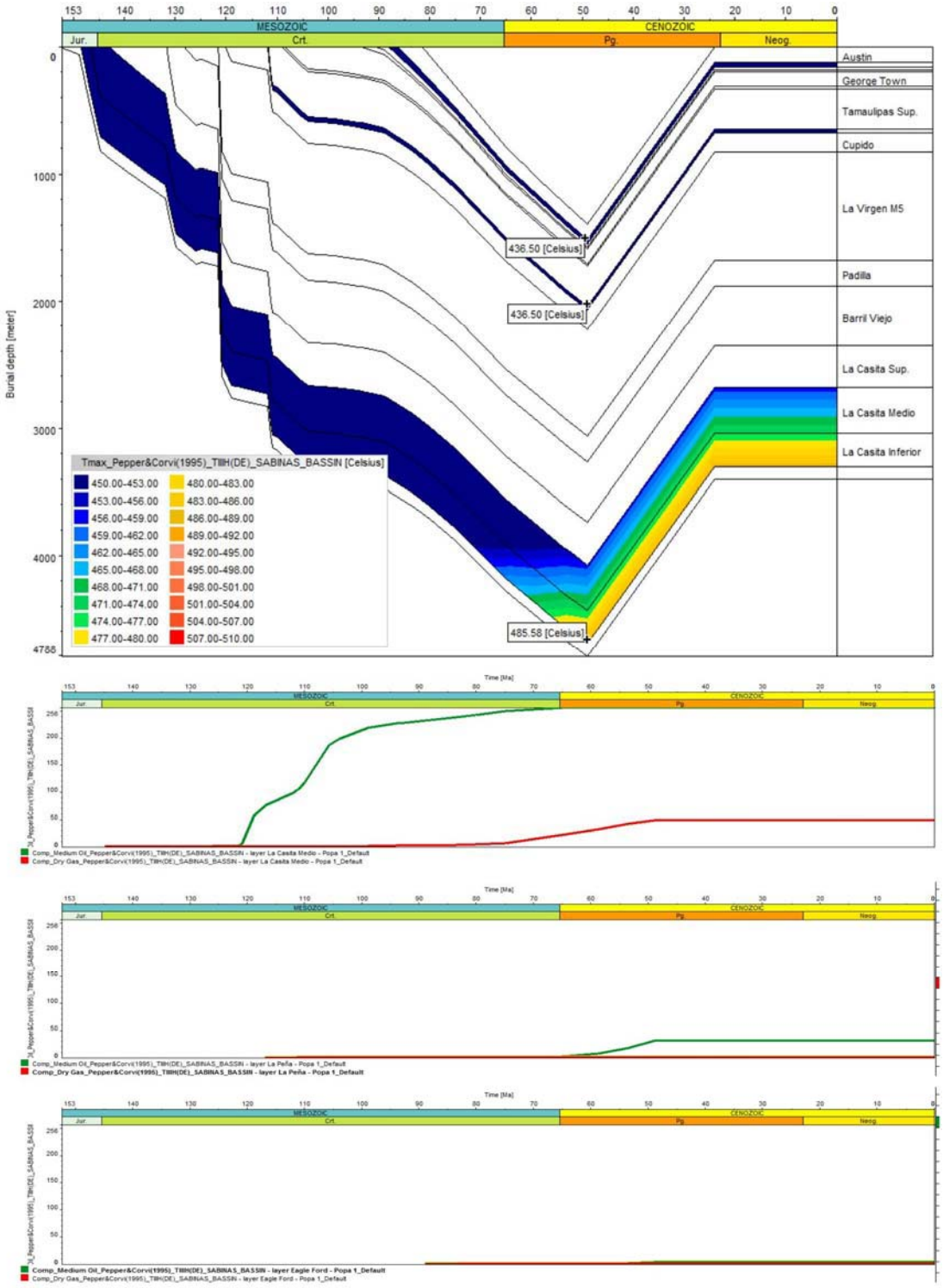
ANEXO 10

Las siguientes curvas de sepultamiento, muestran la evolución de la vitrinita, en conjunto con las curvas de la transformación de la materia orgánica en aceite y gas. Estas son de gran utilidad, para inferir en la edad del cracking primario y secundario de los HC. Esta información la concentramos en las siguientes figuras, donde los pozos PMX-111; PMX-241; PMX-121 y PMX-263, representar los cuatro ejes cardinales de la cuenca y el centro de esta.

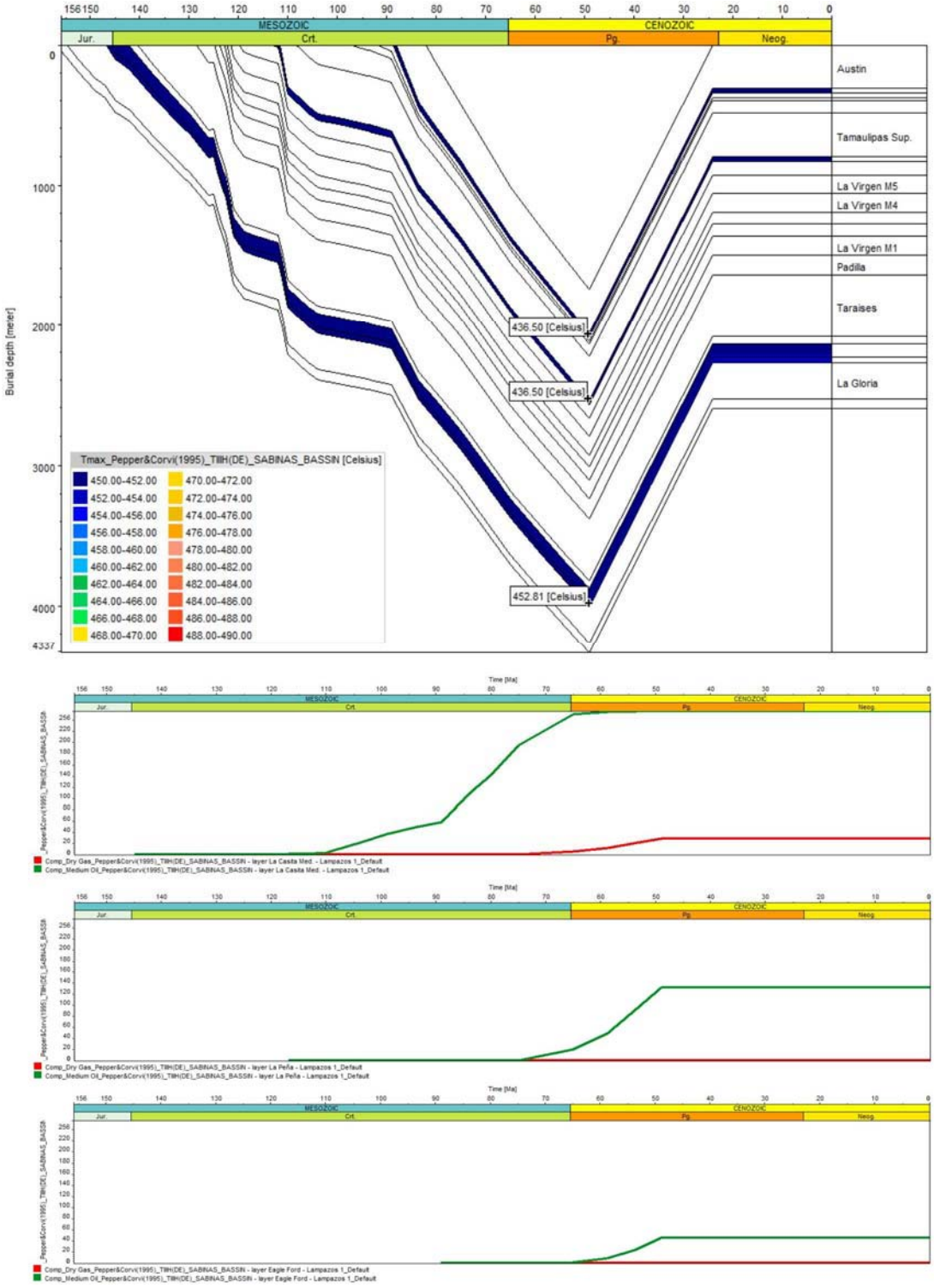
La representación nos indica, los momentos precisos de las entradas a las ventanas del aceite y gas, para cada roca madre.



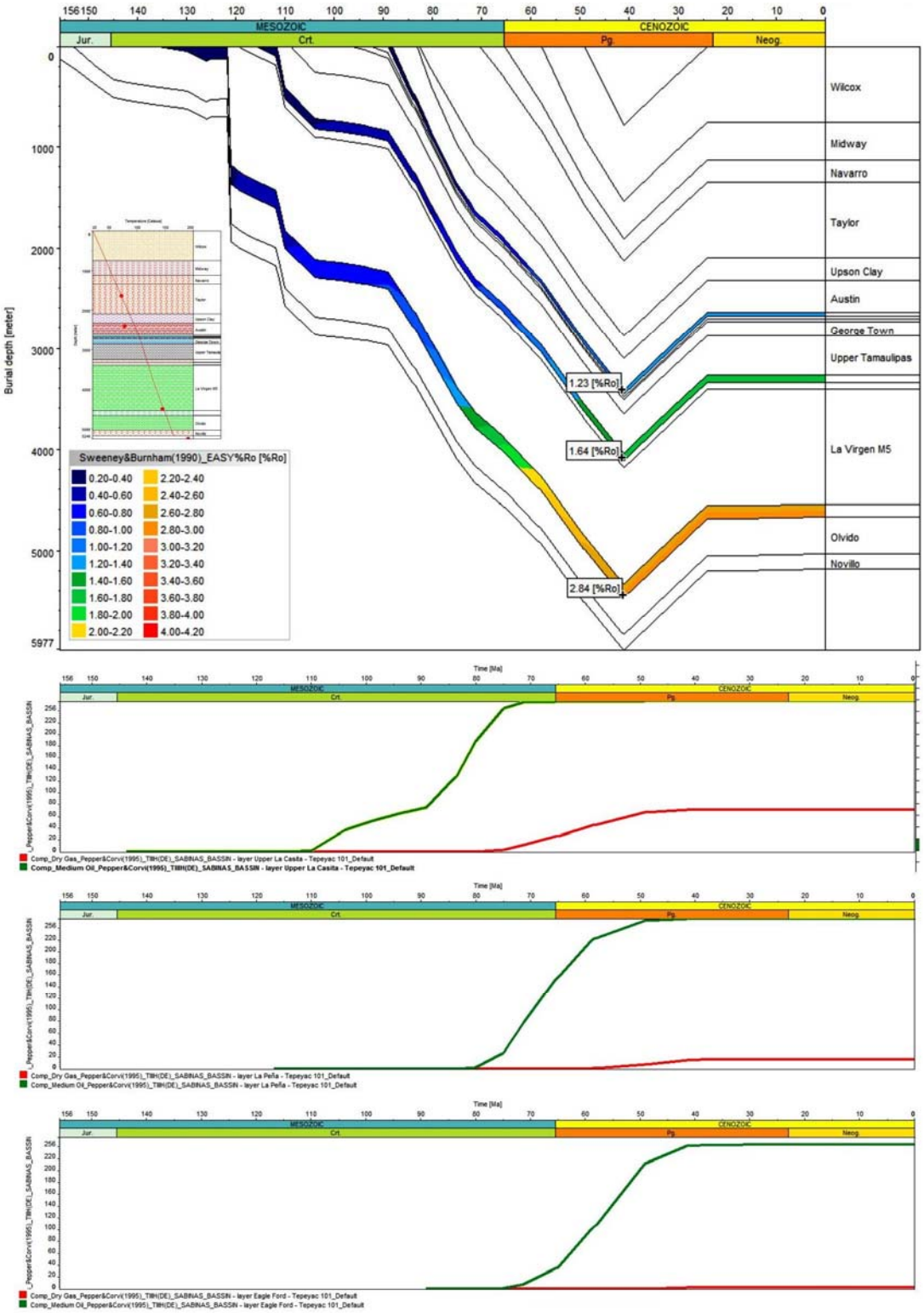
Anexo 11.1. Ejemplo de la evolución térmica y generación de HC en el tiempo. El diagrama de enterramiento del pozo PMX-111 y curvas de generación de HC de las rocas madres, muestran el Tmax así como las edades de la entrada a las ventanas del aceite y gas.



Anexo 11.2. Ejemplo de la evolución térmica y generación de HC en el tiempo. El diagrama de enterramiento del pozo PMX-241 y curvas de generación de HC de las rocas madres, muestran el Tmax así como las edades de la entrada a las ventanas del aceite y gas.



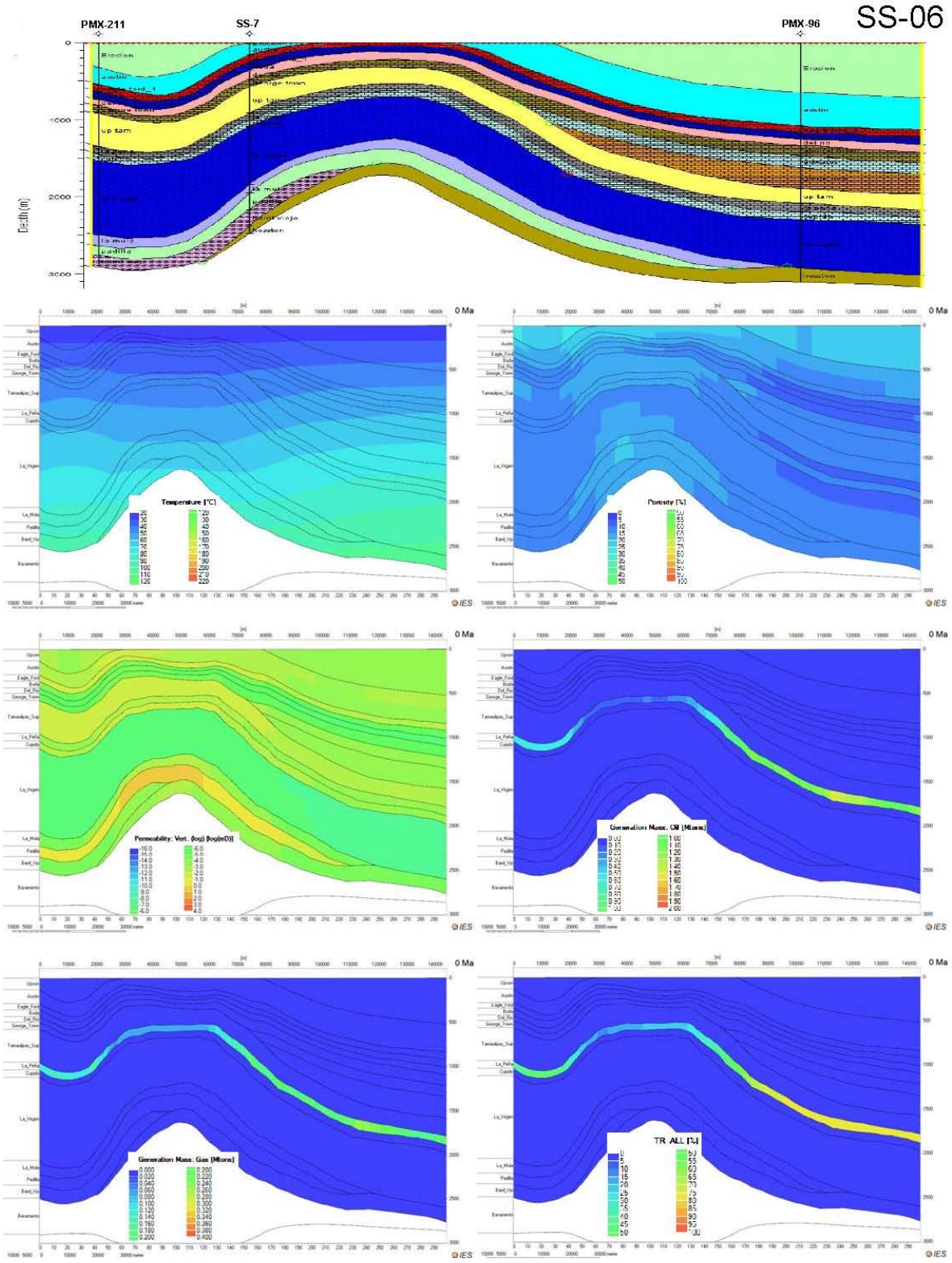
Anexo 11.3. Ejemplo de la evolución térmica y generación de HC en el tiempo. El diagrama de enterramiento del pozo PMX-121 y curvas de generación de HC de las rocas madres, muestran el Tmax así como las edades de la entrada a las ventanas del aceite y gas.

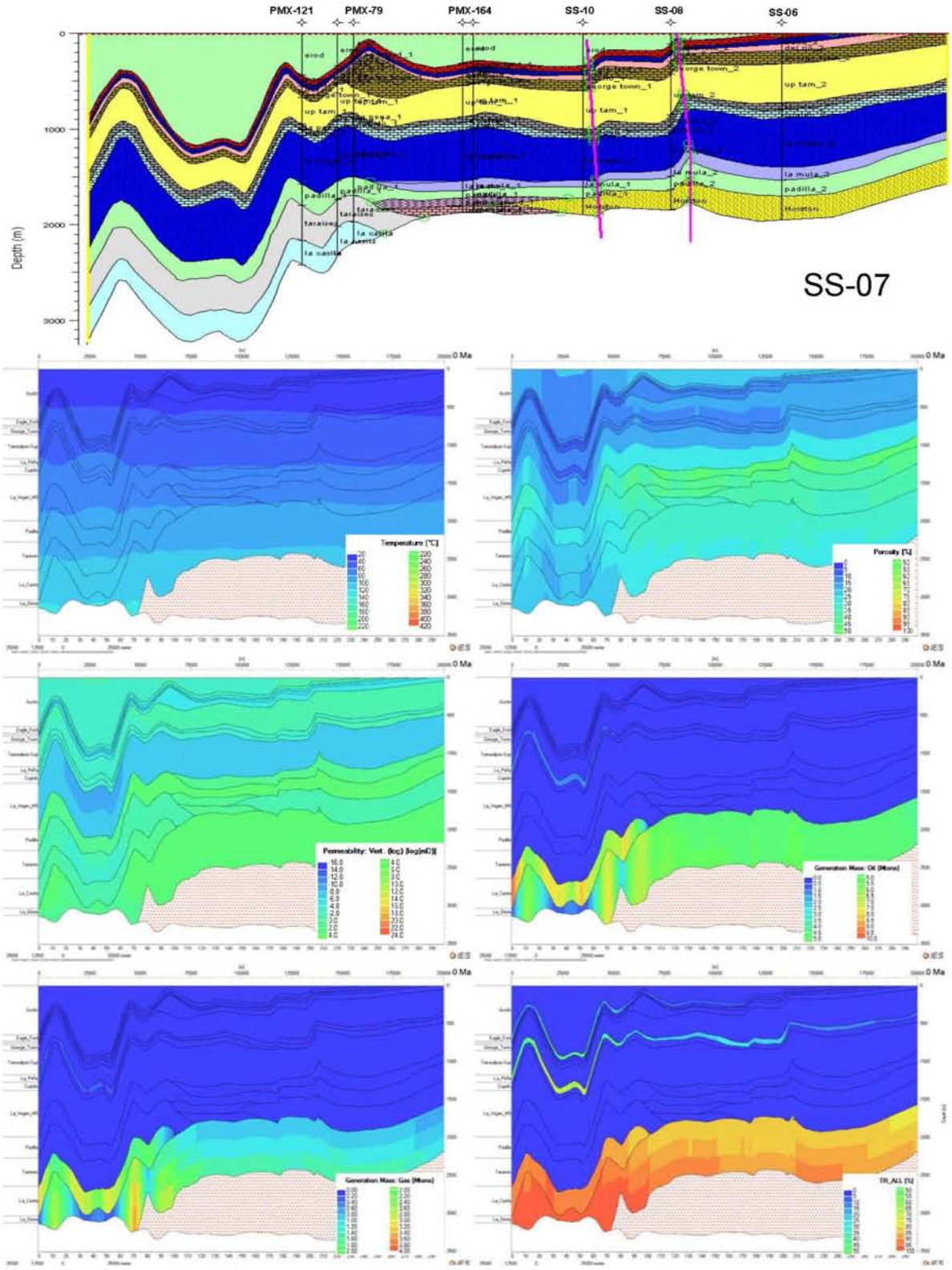


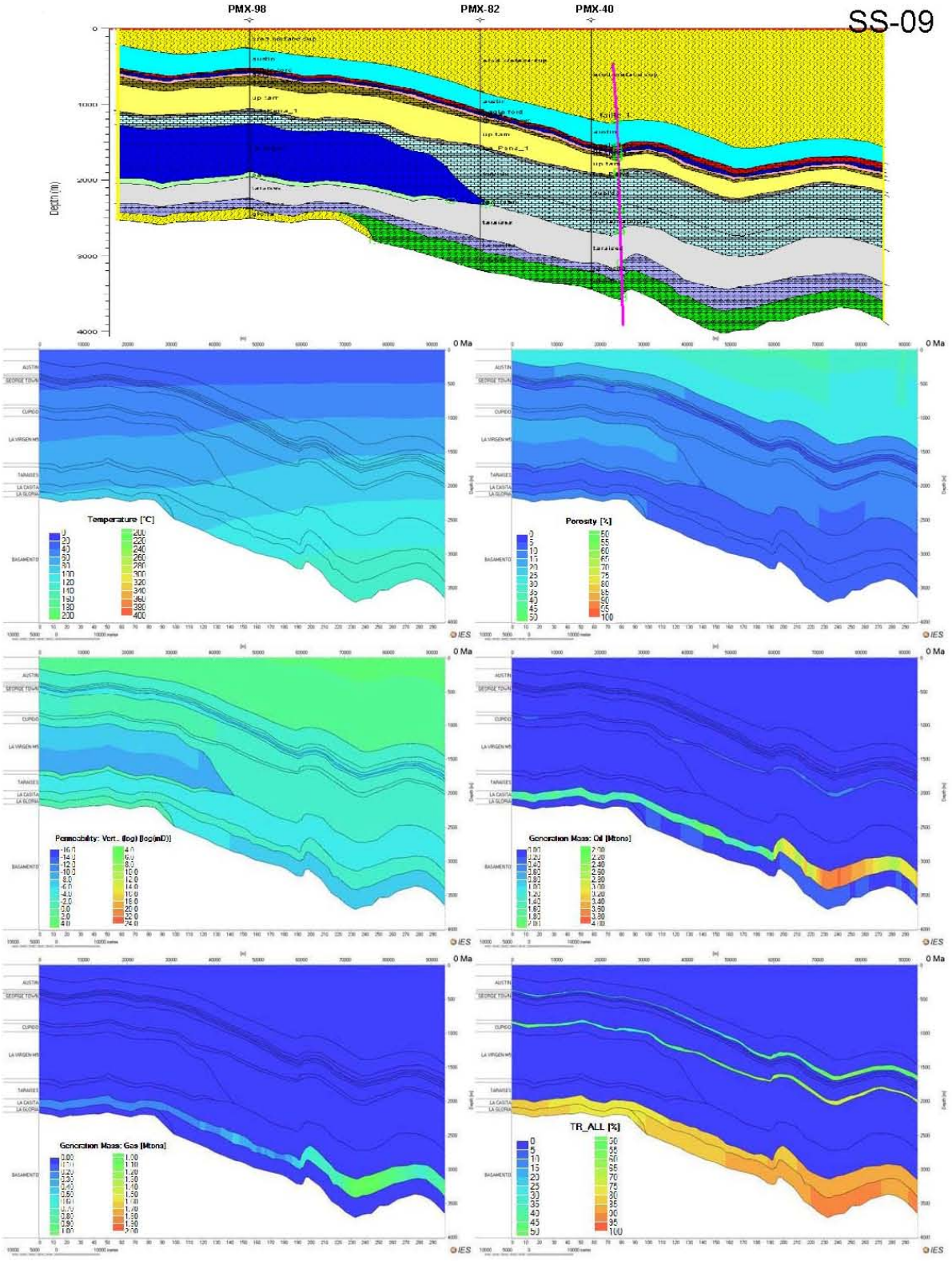
Anexo 11.4: Ejemplo de la evolución térmica y generación de HC en el tiempo. El diagrama de enterramiento del pozo PMX-263 y curvas de generación de HC de las rocas madres, muestran el Tmax así como las edades de la entrada a las ventanas del aceite y gas. Este pozo en especial, se calibro solo con la temperatura de fondo (BHT), ya que no se cuenta por el momento con datos de vitrinita, que permitan hacer una calibración mas precisa. Sin embargo la erosión para el calibrado del pozo alcanzo los 800 m., que esta dentro de lo estimado para la Cuenca de Piedras Negras.

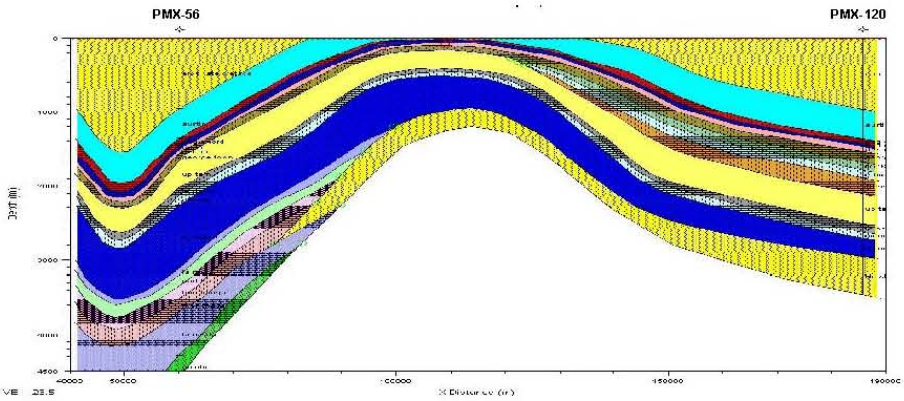
ANEXO 11

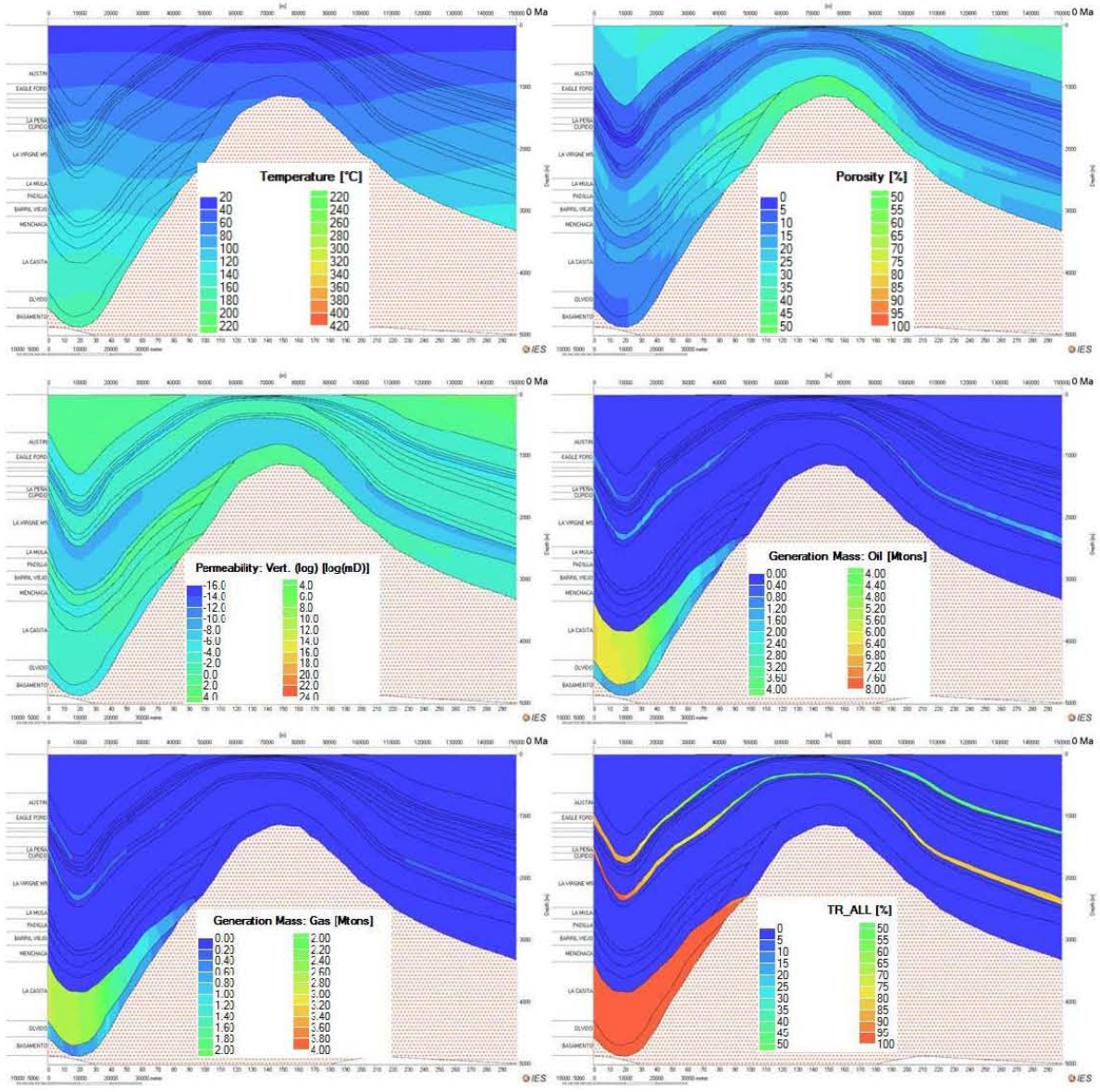
Modelo geoquímico de las secciones sísmicas; SS, 6, 7, 9, 10, MF-B y MF-1, y acumulaciones de HC en el campo Minero Florida, del Bloque Pirineo, Cuenca de Sabinas.



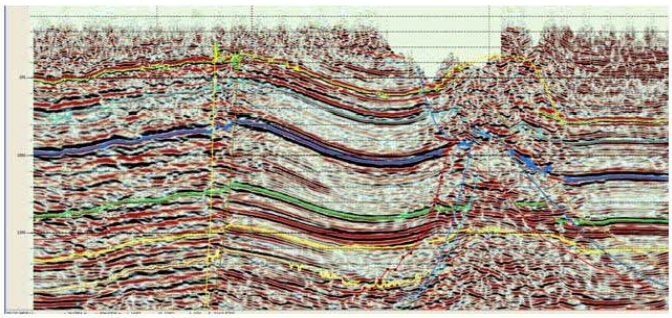

PMX-121
PMX-79
PMX-164
SS-10
SS-08
SS-06
Depth (m)
0
1000
2000
3000
SS-07
0 Ma
Temperature [°C]
Porosity [%]
Permeability: Vert. (log) [log(mD)]
Generation Mass: Oil [Mtons]
Generation Mass: Gas [Mtons]
TR_ALL [%]

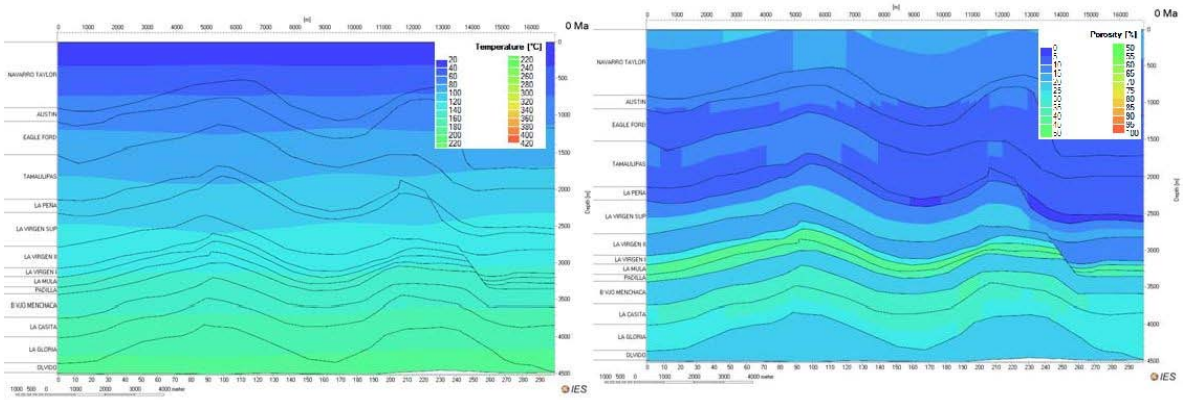

PMX-98
PMX-82
PMX-40
SS-09
Depth (ft)
0
1000
2000
3000
4000
0 Ma
Temperature [°C]
Porosity [%]
Permeability: Vert.. (log) [log(mD)]
Generation Mass: Oil [Mtons]
Generation Mass: Gas [Mtons]
TR_ALL [%]
IES

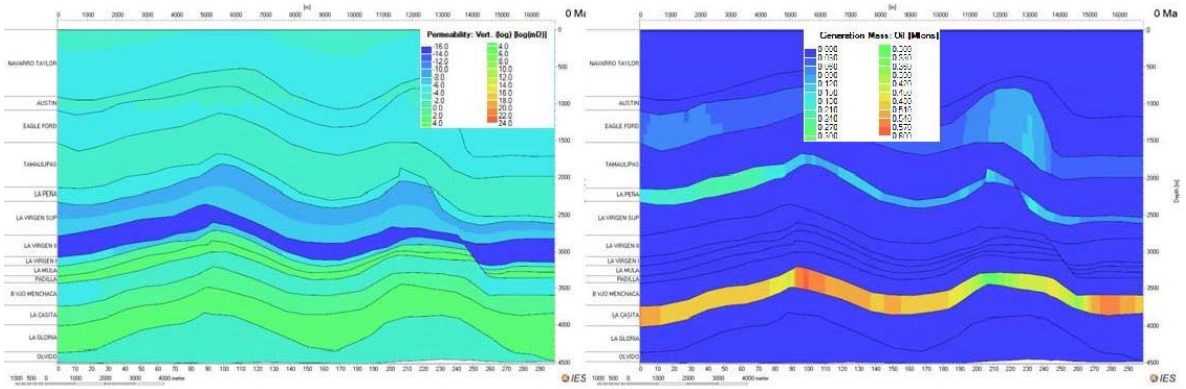

PMX-56
PMX-120
SS-10

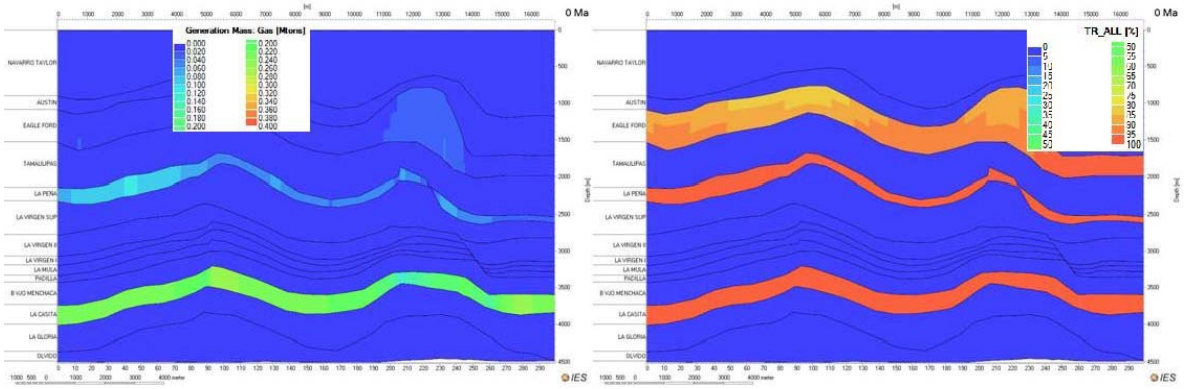

0 Ma
Temperature [°C]
Porosity [%]
Permeability: Vert. (log) [log(mD)]
Generation Mass: Oil [Mtons]
Generation Mass: Gas [Mtons]
TR_ALL [%]
IES

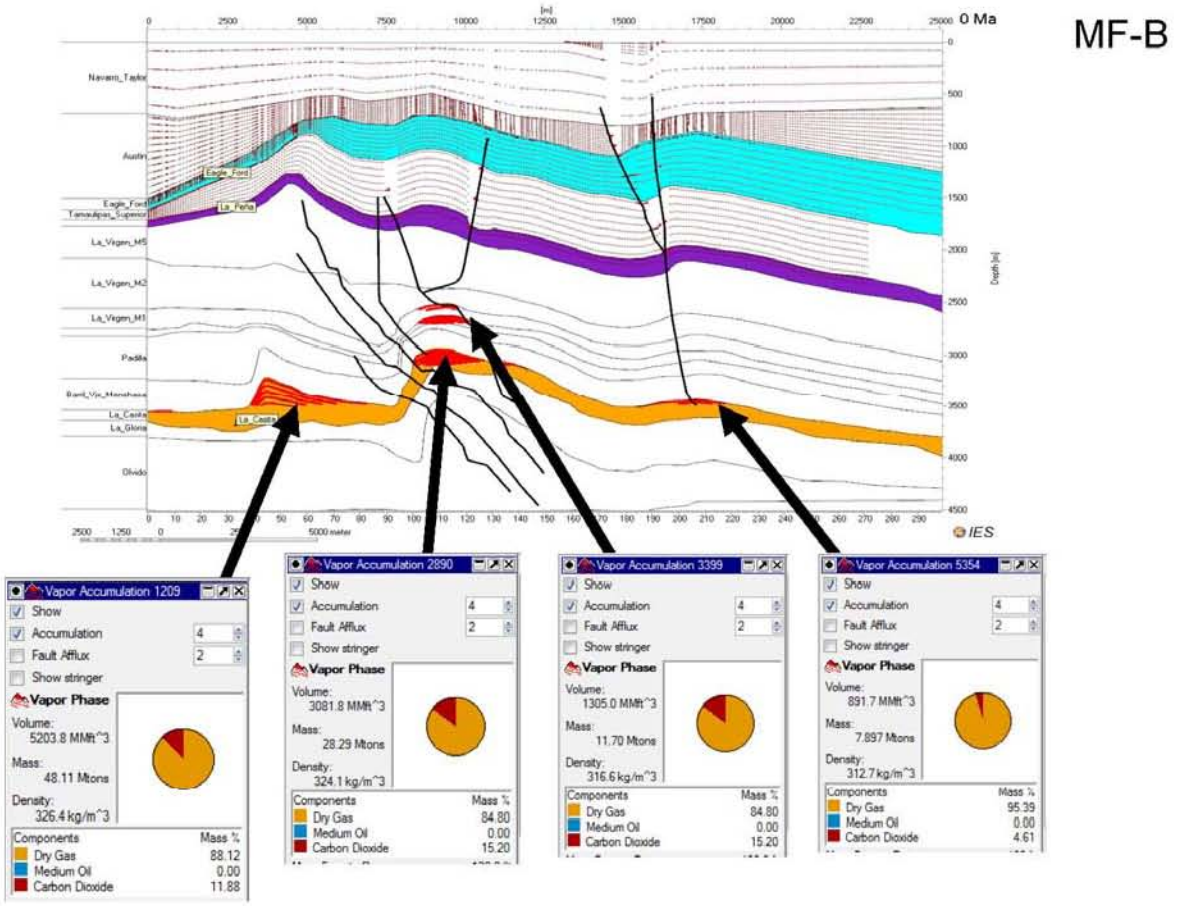
MF-1

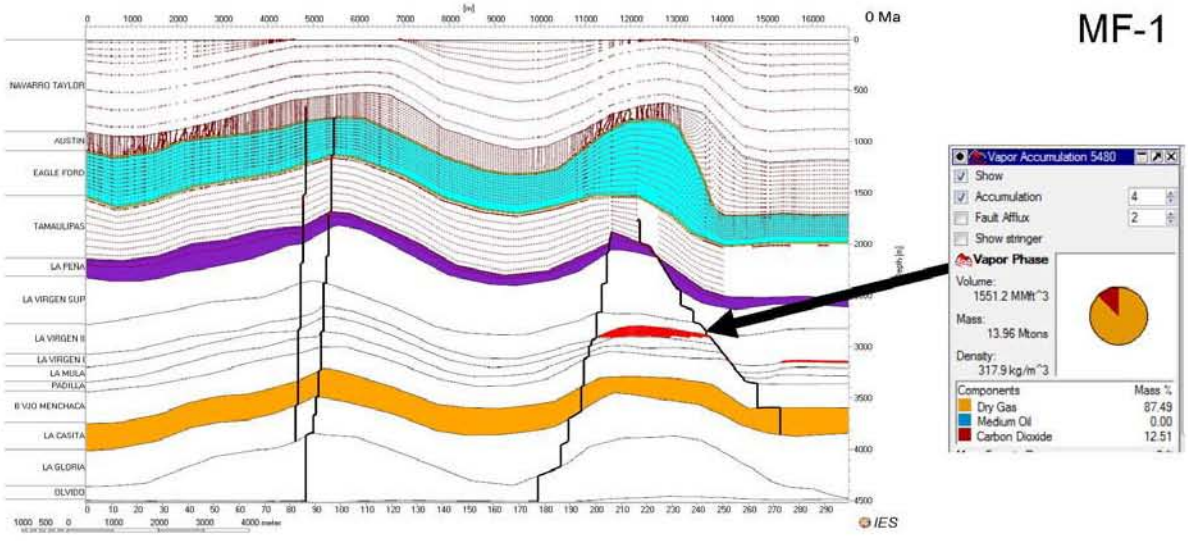



Temperature [°C]
Porosity [%]
0 Ma
NAVARRO TAYLOR
AUSTIN
EAGLE FORD
TAMAULIPAS
LA PENA
LA VIRGEN SUP
LA VIRGEN II
LA VIRGEN I
LA MULA
PADILLA
B VJO MENCHACA
LA CASITA
LA GLORIA
OLIVIDO
IES


Permeability: Vert. Bog) [log(mD)]
Generation Mass: Oil [MTons]
0 Ma
NAVARRO TAYLOR
AUSTIN
EAGLE FORD
TAMAULIPAS
LA PENA
LA VIRGEN SUP
LA VIRGEN II
LA VIRGEN I
LA MULA
PADILLA
B VJO MENCHACA
LA CASITA
LA GLORIA
OLIVIDO
IES


Generation Mass: Gas [MTons]
TR_ALL [%]
0 Ma
NAVARRO TAYLOR
AUSTIN
EAGLE FORD
TAMAULIPAS
LA PENA
LA VIRGEN SUP
LA VIRGEN II
LA VIRGEN I
LA MULA
PADILLA
B VJO MENCHACA
LA CASITA
LA GLORIA
OLIVIDO
IES


MF-B
0 Ma
Navarro_Taylor
Austin
Eagle_Ford
La_Peña
La_Virgen_M5
La_Virgen_M2
La_Virgen_M1
Padilla
Bamil_Vio_Menchaca
La_Casita
La_Gloria
Olvido
IES
Vapor Accumulation 1209
Show
Accumulation 4
Fault Afflux 2
Show stringer
Vapor Phase
Volume: 5203.8 MMft^3
Mass: 48.11 Mtons
Density: 326.4 kg/m^3
Components Mass %
Dry Gas 88.12
Medium Oil 0.00
Carbon Dioxide 11.88
Vapor Accumulation 2890
Volume: 3081.8 MMft^3
Mass: 28.29 Mtons
Density: 324.1 kg/m^3
Dry Gas 84.80
Medium Oil 0.00
Carbon Dioxide 15.20
Vapor Accumulation 3399
Volume: 1305.0 MMft^3
Mass: 11.70 Mtons
Density: 316.6 kg/m^3
Dry Gas 84.80
Medium Oil 0.00
Carbon Dioxide 15.20
Vapor Accumulation 5354
Volume: 891.7 MMft^3
Mass: 7.897 Mtons
Density: 312.7 kg/m^3
Dry Gas 95.39
Medium Oil 0.00
Carbon Dioxide 4.61


MF-1
0 Ma
NAVARRO TAYLOR
AUSTIN
EAGLE FORD
TAMAULIPAS
LA PEÑA
LA VIRGEN SUP
LA VIRGEN II
LA VIRGEN I
LA MULA
PADILLA
B VIO MENCHACA
LA CASITA
LA GLORIA
OLVIDO
IES
Vapor Accumulation 5480
Show
Accumulation 4
Fault Afflux 2
Show stringer
Vapor Phase
Volume: 1551.2 MMft^3
Mass: 13.96 Mtons
Density: 317.9 kg/m^3
Components Mass %
Dry Gas 87.49
Medium Oil 0.00
Carbon Dioxide 12.51

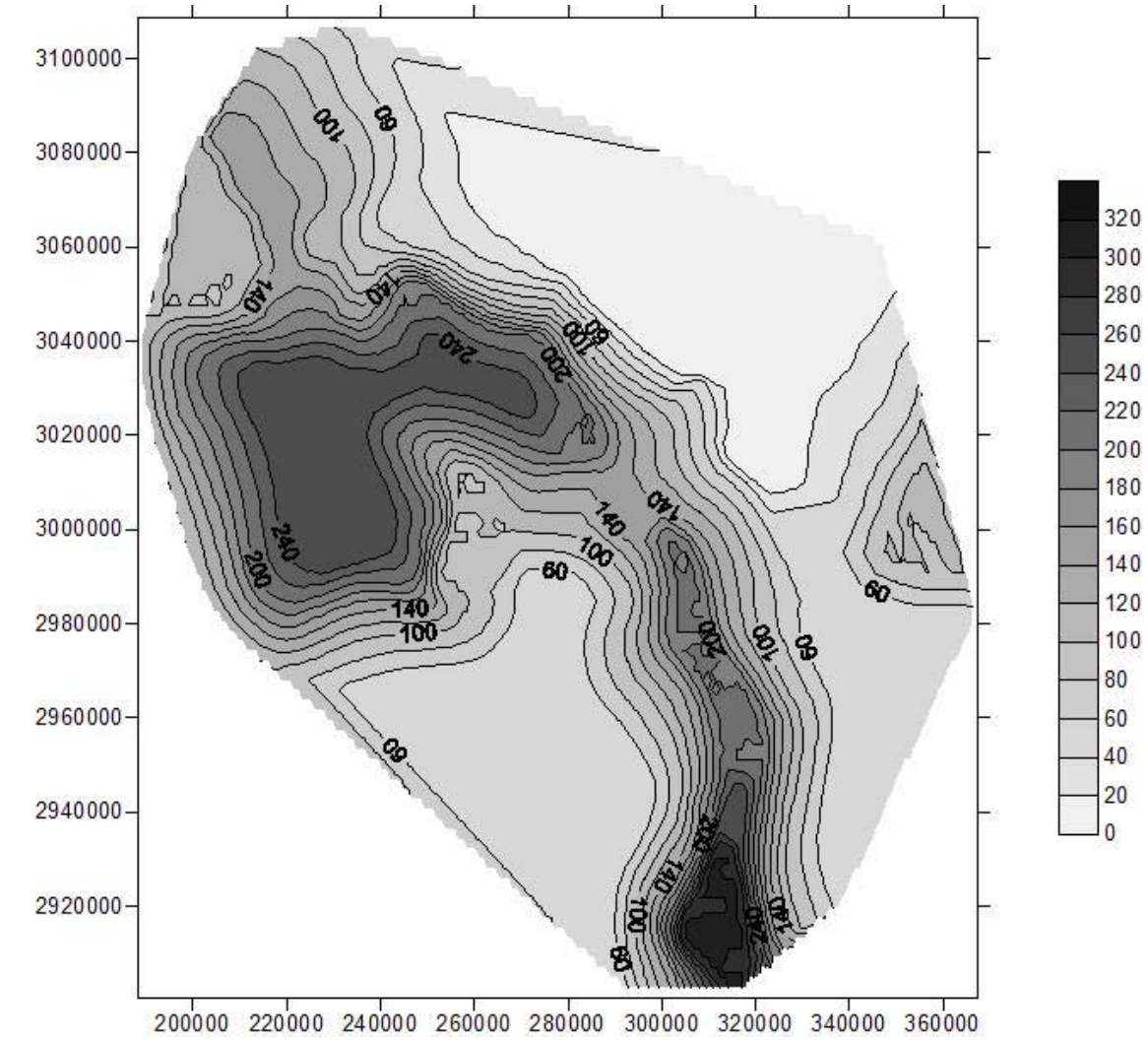
ANEXO 12

Volúmenes brutos de las formaciones, La Casita, La Virgen M1 y La Peña, en la extensión de la Cuenca de Sabinas. Mapas y cálculos desarrollados en modelos Surfer® V8, con apoyo en datos extraídos de modelos 2D AutoCad®.

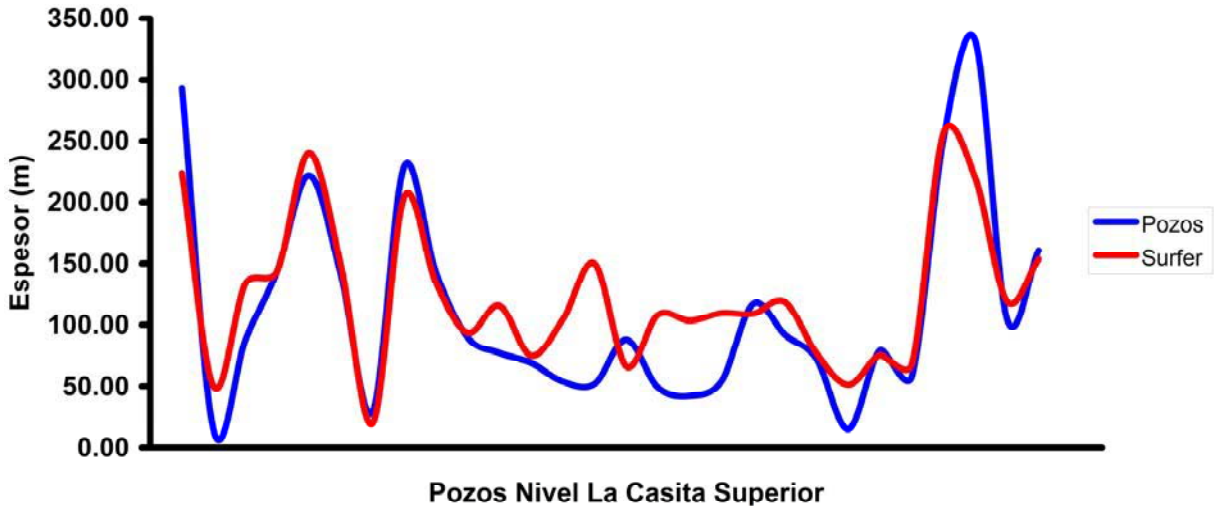
Los volúmenes reportados, corresponde a cálculos desarrollados con el programa Surfer® V8, el cual define volúmenes a partir de un modelo 3D, construido con una base de datos que contienen los puntos georeferenciados XY, donde Z= espesor de la formación.

La siguiente tabla muestra un resumen de los volúmenes brutos de roca y de almacenes, reportados en este trabajo para las principales rocas madres; La Casita y La Peña, así como para el almacén más importante en el Bloque Pirineo, la Formación La Virgen M1.

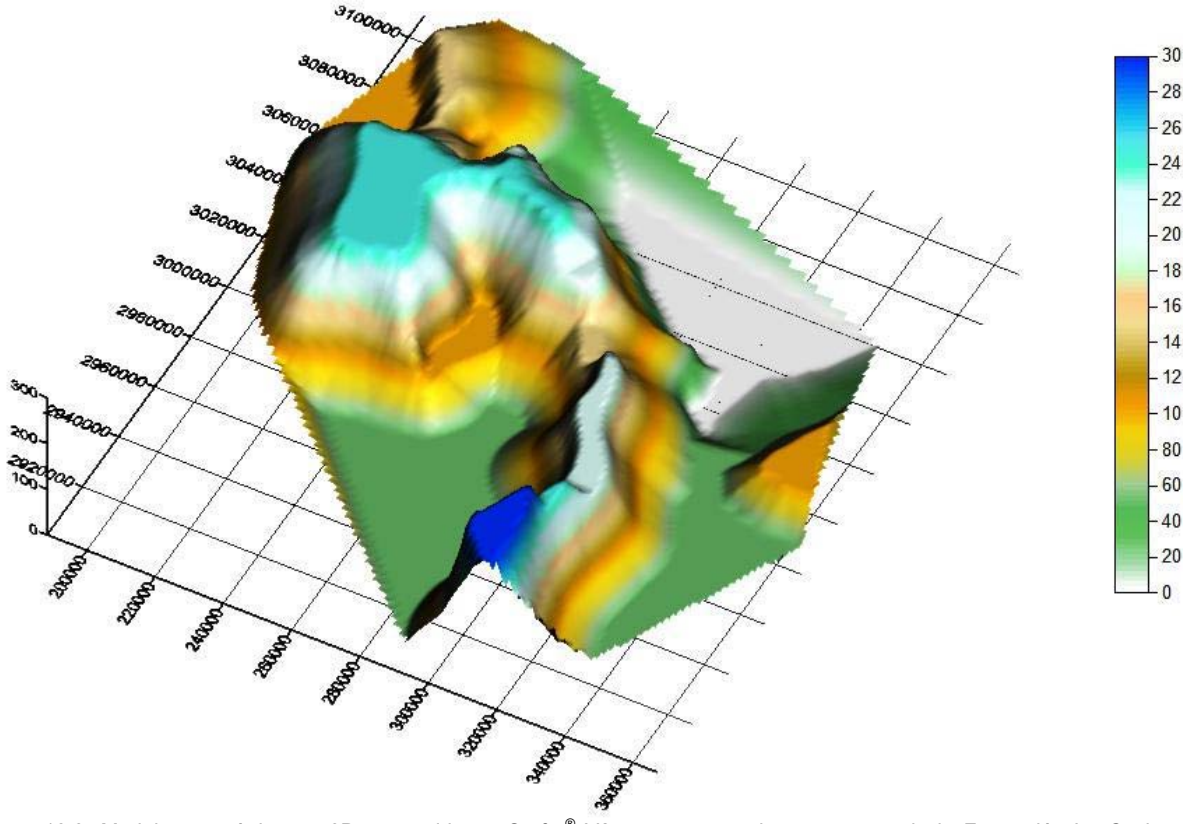
Formacion	Vol. de roca m^3	Volumen almacen m^3
La Casita Med	8.05E+12	1.93E+09
La Casita Sup	2.56E+12	2.56E+08
La Peña	6.34E+12	1.52E+09
La Virgen M1	3.30E+12	9.23E+08
Suma	2.02E+13	4.63E+09



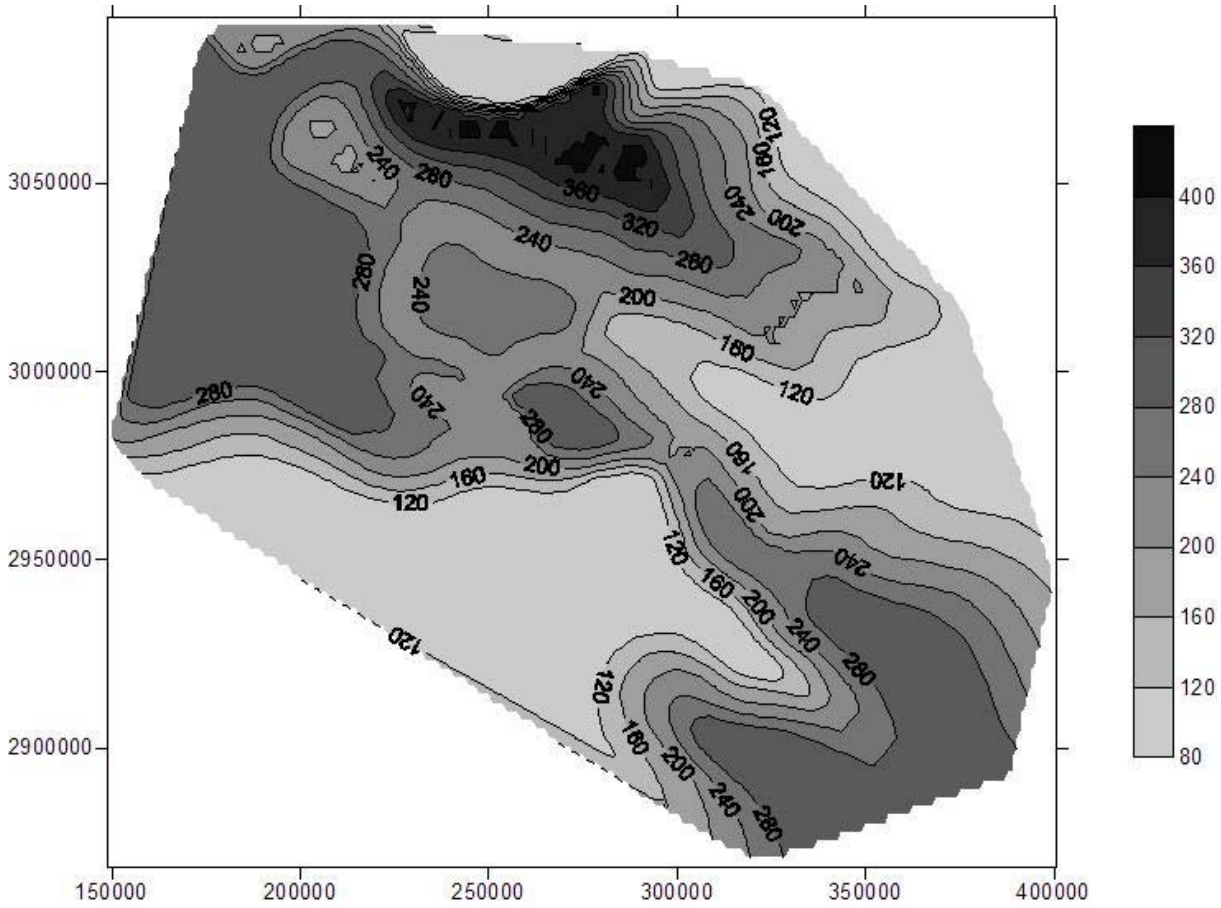
Anexo 13.1. Isopaco de la Formación La Casita, nivel superior en metros, construido a partir de datos de topes de formación y calibrado con curvas de isovalores de PEP-PEMEX.



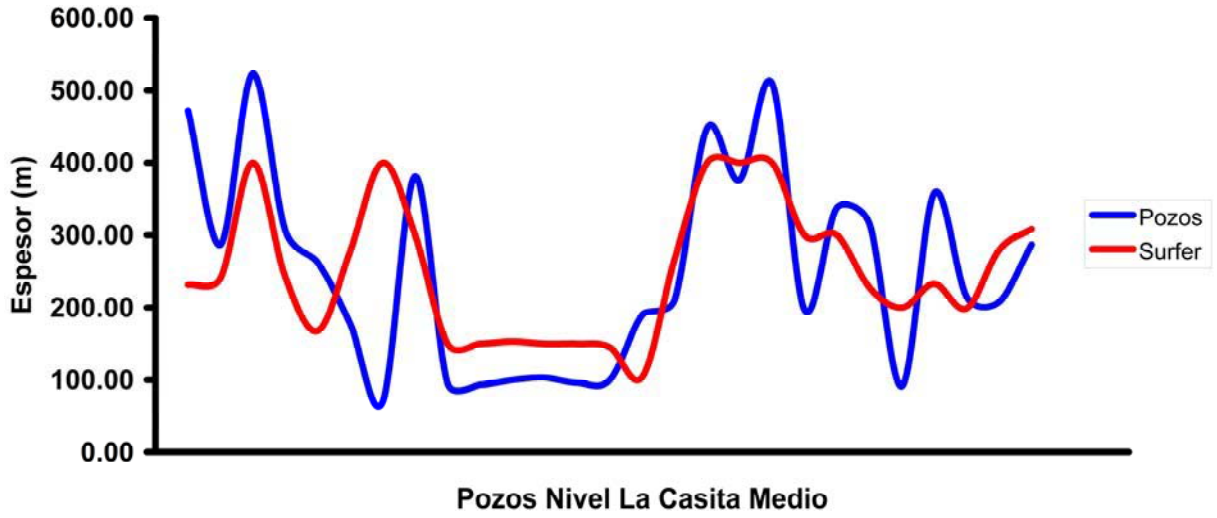
Anexo 13.2. Grafica de la relación de espesores medidos en pozos contra espesores calculados en malla por modelos Surfer® V8.



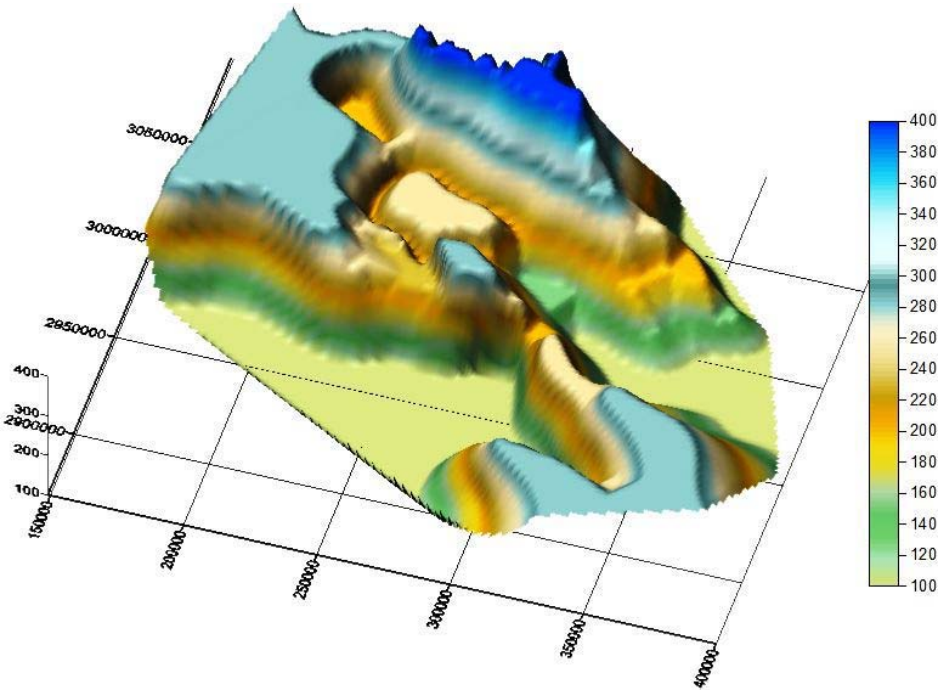
Anexo 13.3. Modelo geométrico en 3D construido en Surfer® V8, que muestra los espesores de la Formación La Casita Superior, donde se observan geográficamente las áreas con mayor espesor.



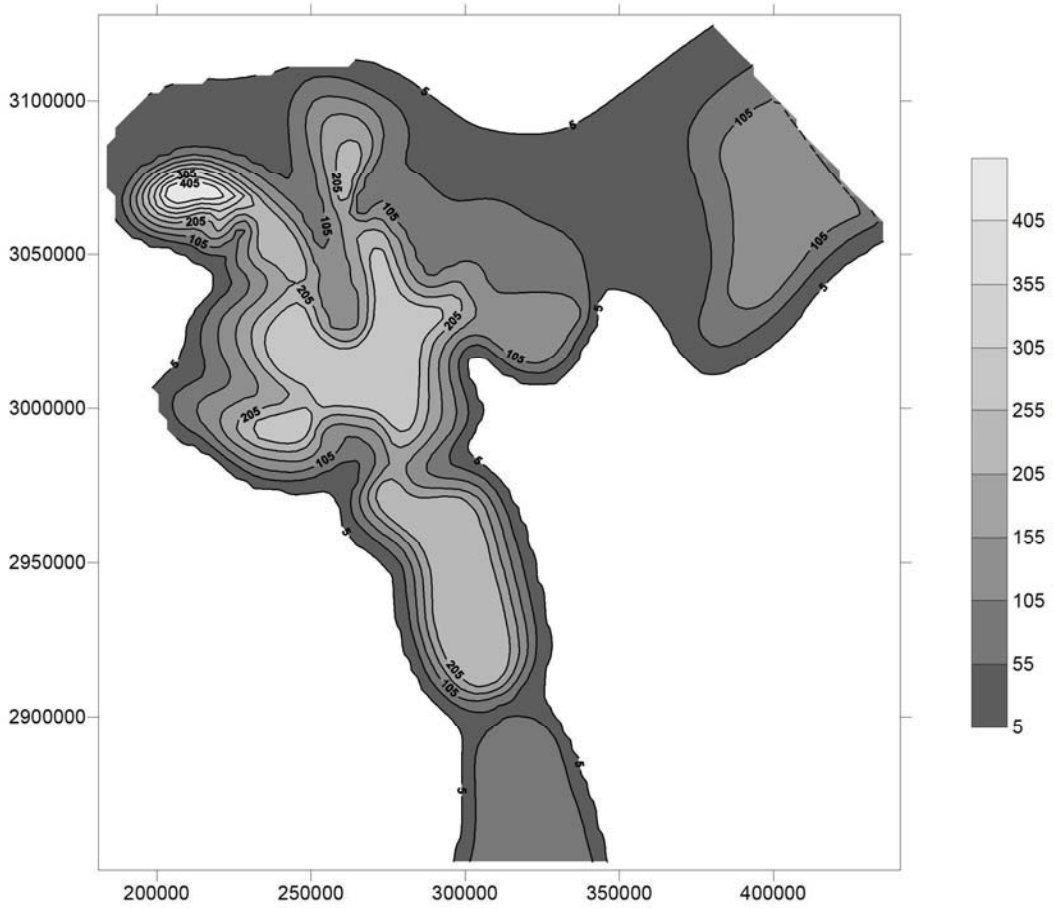
Anexo 13.4. Isopaco en metros, de la Formación La Casita, nivel medio, construido a partir de datos de topes de formación y calibrado con curvas de isovalores de PEP-PEMEX.



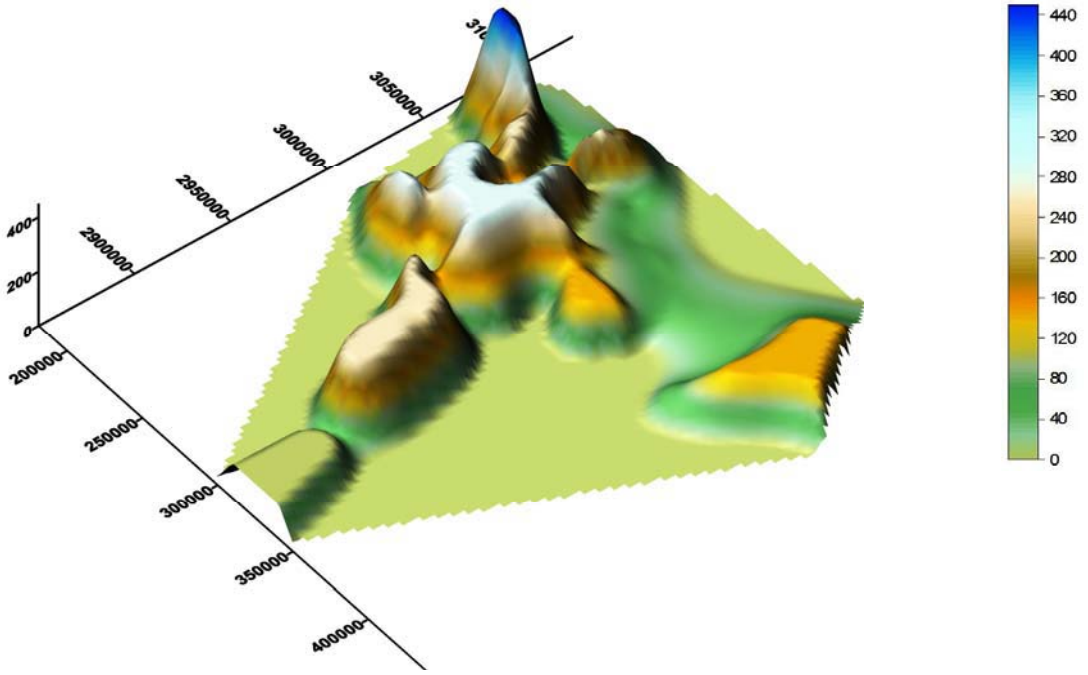
Anexo 13.5. Grafica de la relación de espesores medidos en pozos contra espesores calculados en malla por modelos Surfer® V8.



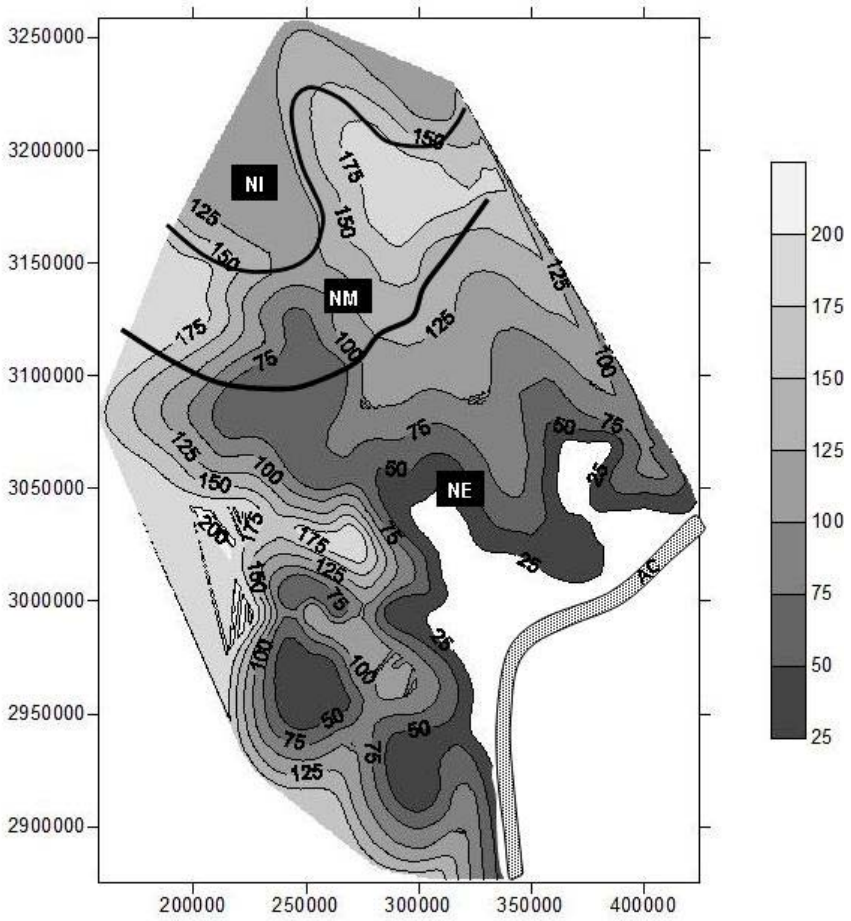
Anexo 13.6. Modelo geométrico en 3D construido en Surfer® V8, que muestra los espesores de la Formación La Casita Medio, donde se observan geográficamente las áreas con mayor espesor.



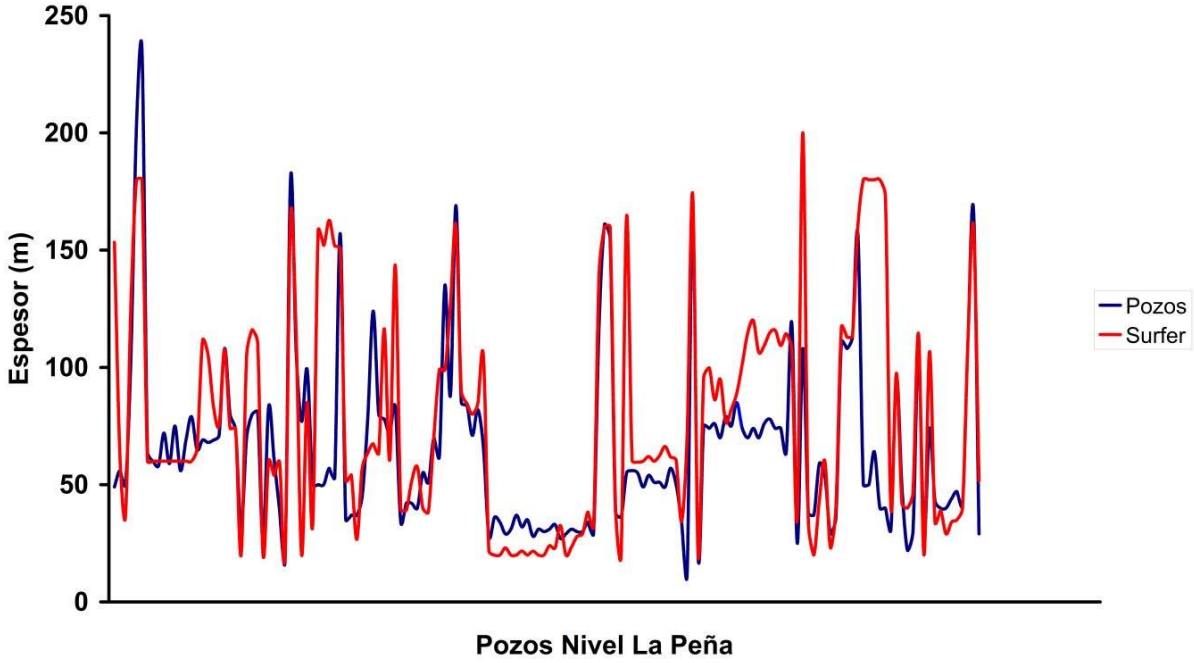
Anexo 13.7. Isopaco en metros, de la Formación La Virgen M1, construido a partir de datos de topes de formación y calibrado con curvas de isovalores de PEP-PEMEX.



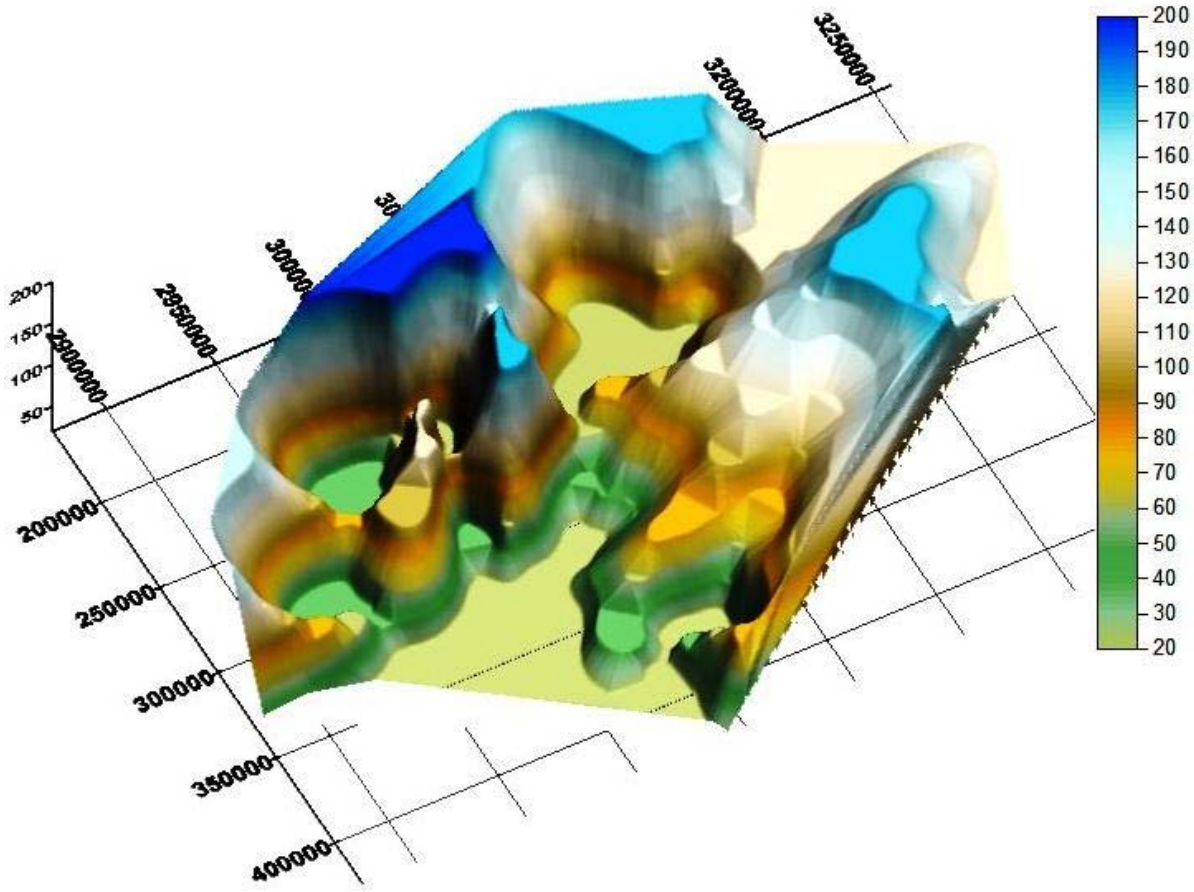
Anexo 13.8. Modelo geométrico en 3D construido en Surfer® V8, que muestra los espesores de la Formación La Virgen M1, donde se observan geográficamente las áreas con mayor espesor.



Anexo 13.9. Isopaco de los espesores actuales de la Formación la Peña. Datos calculados a partir de planos isopacos y calibrado con topes de formación de pozos. Construcción a partir de la digitalización de mapas, y procesamiento de isolineas y coordenadas en Autocad® 2008 y Surfer® V8. Abreviaciones; NI, Nerítico Interno; NM, Nerítico Medio; NE, Nerítico Externo; AC, Arrecife Cupido. Escala grafica representa espesores en metros.



Anexo 13.10. Grafica de la relación de espesores medidos en pozos contra espesores calculados en malla por modelos Surfer® V8.



Anexo 13.11. Modelo geométrico en 3D construido en Surfer® V8, que muestra los espesores de la Formación La Peña, donde se observan geográficamente las áreas con mayor espesor.

ANEXO 13

Composición mineral de las estructuras estudiadas en pozos de la cuenca de Sabinas, por técnica DRX.

Pozo	Formacion	Prof. (m)	clays	anhy	Ba	Qz	Ce	3.24A	3.19A	Cc	Dol/Ank	Py
PMX-17	La Peña	550-555	(+)			6,1				83,3		0,7
	La Peña	605-610	e			1,1				94,9		0,6
	Padilla	750-755	e			1,2				98,6	0,3	0,2
	Padilla	975-980	e			1,1				96,2	3	0,3
	Padilla	1005-1010	e			1,1				97,5	1,4	0,2
	Padilla	1290-1295	+	23	0,4	4,2	0,7			56,2	15,2	0,9
	Padilla	1315-1320	e	59,8		4,6	0,4			8,6	31,6	0,5
	Padilla	1475-1480	(+)	53,2		5,6	0,9	1,6	1,5	3,6	45,5	0,4
	Padilla	1490-1495	+	66,7		4,2		1,1		1,1	32,5	0,3
	Padilla	1700-1705	++++	26,7	1,2	18,5		1,4	3,4	4	35,4	0,7
	Padilla	1885-1890	++	3,3	0,3	11,4			1,8	63,6	10,2	1,1
	La Casita	2320-2325	++++			41,9			10,2	25,7	1,5	1,5
	La Casita	3115-3120	++++			25,3		2,5	7	25	1,2	4,1
PMX-38	Buda	1020-1025	+			4,1			2,7	86,7	0,6	0,7
	La Peña	1710-1715	+			8			1,7	77,8	1	0,7
	La Virgen	2010-2015	(+)	27,5		2,1	0,3			34,9	31,7	
	La Virgen	2055-2060	(+)	62,9		1,5	0,5			14,4	40,4	0,4
	La Virgen	2355-2360	++	5,9		8			0,7	44,4	30,4	1,1
	La Virgen	2550-2555	+	69,5		6,4	0,7			8,2	32,3	0,6
	La Virgen	2600-2605	+	28,1		4,7	0,3	0,8	0,7	3,6	61,5	0,5
	La Virgen	2820-2825	++	13,8	0,2	13,6		1,1	2,6	6,6	45,7	0,9
	Padilla	2920-2925	++	0,6		14,1			2,5	11,8	65	1,1
	Padilla	2940	tr	0,2		6,6			+	79,5	7,8	0,7
	Padilla	2990-2995	+	0,3		8,5			3,8	80,6	5,9	0,7
	Barril Viejo	3140	+	0,8		19,8			+	67,1	6,1	0,7
	La Casita	3395-3400	++			20,2		2,8	9,5	59,2	1,9	0,9
PMX-39	Navarro Taylor	270-275	+++			19,2			11,1	6	1,9	0,7
	Navarro Taylor	620-625	++		0,2	12,3			6,3	54	0,2	0,5
	Buda	980-985	++			14			4,2	43,2	13,4	2,7
	La Peña	1750-1755	++		0,2	8,4			1,4	75,9	0,5	1,1
	La Peña	1765-1770	++			11,3			1	73,2	0,1	1,5
	La Peña	1780-1785	++			9,6			0,8	68,9	1,4	1,8
	La Virgen	1915-1920	e	0,9		2,4				80,5	12,8	0,5
	La Virgen	1940-1945	(+)	0,5	0,2	2,4			1,2	90,9	1,9	
	La Virgen	1950-1955	e	0,2		0,7	0,9			92,5	3,6	
	La Virgen	2760-2765	++	1,3		7	0,9	0,7	2	42,3	31,8	0,6
	Padilla	2950-2955	++	0,3		9,2			1,9	58,8	19,4	0,9
	Padilla	3010-3015	+	0,8		8,2			1,6	69,6	11,8	1
	Padilla	3035-3040	(+)			2,3			0,9	90,4	3,3	0,3
	Padilla	3045-3050	+			42,5		1,1	2,4	41,9	7,7	0,4
	La Casita	3340-3345	+			16,3		1,9	3,4	61,3	2,8	0,6
	La Casita	3350-3355	(+)			26,4			3	67,7	0,1	0,7
	La Casita	3455-3460	+			59,9		16	20,3	6,3	16,4	e
	La Casita	3510-3515	(+)			48,9		12,5	16,9	7,9	14,4	0,6
	La Casita	3540-3545	+			+++			++	11,5	16,7	(+)
PMX-88	La Peña	1380-1385	(+)			5			0,6	85,7	0,2	0,9
	La Peña	1430-1435	++			7,1				76,2	0,2	1,8
	La Virgen	1570-1575	E	3,9		2,7			0,6	95,2	0,3	
	La Virgen	1760-1765	(+)	0,1		2,3				61,1	33,5	0,4
	La Virgen	2485-2490	(+)	1,8		4,7		0,9	2,2	73,1	10,4	0,7
	Padilla	2655-2660	++	19,6		10,5		1,1	2,6	6,1	52,7	1
	Padilla	2660-2664/N1C1	e			6,1			1,3	2,2	80,4	0,7
	Padilla	2660-2664/N1C3	(+)	0,2		6			1,1		78,7	1,1
	Padilla	2661-2669,5/N2C2	e			3,5			0,6	1,3	87,2	0,5
PMX-92	Buda	800-805	++			9,3			4,1	66,2	2,1	1,2
	La Peña	1450-1455	e			1,1				98,1	0,8	0,3
	La Peña	1495-1500	(+)			2,4				88,8	3,4	0,7
	La Virgen	1730-1735	e			0,9				95,3	2,4	
	La Virgen (top)	1920-1921,9/N0C1	e			0,6				73,7	23,3	
	La Virgen	2000-2005	e	12,7		0,8				92,6	1,3	0,2
	La Virgen	2330-2335	(+)	112		4,4		0,8	1,5	12,2	20,1	0,3
		F12D/N1C1	++	0,5		8,8			1,5		67,3	3
		F70/N1C4	(+)	0,8		4,4			0,9	0,2	88,2	0,4
	Padilla	2770-2779/N1C6	(+)	10,2		11,2			1,5	11,9	54,9	1,5
	Padilla	2779/N1C8	e			6,7			0,8	70,9	13,3	0,6
	Padilla	2779-2788/N2C1	+++	0,4		20			2,8	25,1	40,6	5,5
	Padilla	2779-2788/N2C4	(+)			13,9			3,9	78,6	3,5	0,4
	Padilla	2779-2788/N2C7	(+)			13,1			2,8	64,6	12,1	1,2
	Padilla	2779-2788/N2C9	(+)			5,8			2,5	91,9	1	0,7
	Padilla	2789-2797/N3C2	+			7,5			1,7	87,2	1,1	0,7

Abreviaciones: tr = <0.5%; (+) = 0.5 a 1%; + 1 a 10%; ++ = 10 a 30%; +++ = 30 a 50%.

Pozo	Formacion	Prof. (m)	clays	anhy	Ba	Qz	Ce	3.24A	3.19A	Cc	Dol/Ank	Py
	La Virgen M2	1570		65	0,8	1,9				20,9	14,7	0,3
	La Virgen M3	1600		81,6		0,9				11,4	3,6	
	La Virgen M3	1715		0,6	0,6	1,8				73,3	19,2	0,5
	La Virgen M3	1810		0,7	1,1	1,6				87,3	3,4	0,5
	La Virgen M4	1880	tr	43,7	3	4,3			tr	6,5	29,2	1,4
	La Virgen M4	1950	tr	36,7	1,9	2,5			tr	31,1	16,4	0,9
	La Virgen M4	2000		9,4	3,7	2,4			(+)	73,3	3,3	0,8
	La Virgen M4	2070		48,9	2,2	1,8			+	10,6	12,2	0,6
	La Virgen M5	2090		51,2	3	2,9			+	2,5	14,1	1
	La Virgen M5	2190		40,1	1,8	2,1				10,0	14,7	0,7
	La Virgen M5	2290		46	3,2	4,2				11,6	14,6	1,2
PMX-13	Buda	295				7,7			+	85,5	0,0	0,4
	Del Rio	325	+			8,6			+	76,3	0,0	0,6
	George Town	360				5,1			+	86,9	1,1	0,7
	Kiamichi	480				2,9			+	95,2	0,0	0,7
	Tamps. Sup	850				2,6				95,6	0,6	0,8
PMX-15	Tamps. Sup	950				1,2				95,6	1,0	0,8
	Cupido	1210	+			10,9			+	76,8	0,5	2
PMX-34	Tamps. Sup	1000				1,9				92,3	3,1	0,6
	Cupido	1190				3,6			tr	81,2	10,5	0,3
	La Virgen M5	1360		15,2		1,6			(+)	62,7	21,5	0,7
	La Mula	2365	+	2,5		4,2			(+)	68,4	15,3	0,8
	Padilla	2605	+	0,7		6			+	71,8	10,2	1,1
PMX-101	Austin	475	+			9,7			+	60,4	0,0	0,5
	Tamps. Sup	1450				0,9			tr	96,1	0,5	0,7
	Cupido	1580				0,8				86,0	10,3	
	Lechos Rojos	3550	+++			75			++	17,9	0,0	0
PMX-157	Austin	940	+++			18,2			+	28,1	0,0	0,8
	Del Rio	1485	+			1,9			+	69,6	0,9	0,8
	Tamps. Sup	1585				4,5			tr	92,0	1,0	
	Cupido	2085				1,5				96,2	0,0	0,3
	La Virgen M4	2380				0,5				83,4	10,8	0,3
	La Virgen M3	2545		28		0,2				1,7	11,2	
	La Virgen M3	2545	tr	1,1		2,7				82,1	7,8	0,5
	La Virgen M1	2965		75		0,7				3,0	5,3	0,3
	La Virgen M1	2965	++	20,8		10,5				34,3	20,2	0,8
	La Mula	3115	+	19,5	1,2	6			tr	53,3	15,5	0,8
	Padilla	3210	+	0,2	0,1	3,9			+	68,6	18,8	0,7
	Barril Viejo	3453	++		0,9	49,5			+	31,3	1,3	0,7
	Menchaca	3650	+		0,1	32,1			+	49,0	1,0	0,6

Abreviaciones: tr = <0.5%; (+) = 0.5 a 1%; + 1 a 10%; ++ = 10 a 30%; +++ = 30 a 50%.

Publicaciones

I. Piedad-Sánchez, N., Menetrier, C., **Camacho-Ortegón, L.F**., Martínez L., Izart, A., Elie, M., Suárez-Ruiz, I., Ziga-Rodriguez. G.: Thermal history of polyphasic (rift-postrift and foreland stage) Sabinas - Piedras Negras Basin (Northeastern Mexico). Insights from 1D modelling. *Aceptada en Geological Acta.*

II. **Camacho-Ortegón, L.F**., Martínez L., Piedad-Sánchez, N., Pironon, J., Suárez-Ruiz, I., González-Partida, E., Bueno-Tokunaga, A.: Modelling of Hydrocarbon generation and migration in the PIRINEO Block, Sabinas Basin, Later Jurassic – Later Cretaceous, NE of Mexico: Part I: Thermal evolution of petroleum system (1D). *En preparación.*

III. **Camacho-Ortegón, L.F**., Martínez, L., Piedad-Sánchez, N., Pironon, J., Suárez-Ruiz I., González-Partida, E., Bueno-Tokunaga, A.: Modelling of Hydrocarbon generation and migration in the PIRINEO Block, Sabinas Basin, Later Jurassic – Later Cretaceous, NE of Mexico: Part II: a basin modelling study in 2-D and 3-D. *En preparación.*

IV. Martínez L., **Camacho-Ortegón, L.F**., Piedad-Sánchez, N., Pironon, J., Suárez-Ruiz, I., González-Partida, E.: Origin and Occurrence of TRS-BSR and CO_2, in Pirineo Block, Sabinas basin, NE of Mexico; Interaction water-rock-Hydrocarbon. *En preparación.*

Comunicaciones

V. **Camacho-Ortegón L.F.,** Martínez L., Pironon J., Lhomme, T., Piedad-Sánchez N. (2009): Modélisation pétrolière de l'area Minero-Florida du Bassin de Sabinas NE au Mexique:Interprétation des observations des Inclusions Fluides. *VIII^{ème} édition du séminaire annuel Ecole Doctorale RP2E*. Vandœuvre les Nancy, le 15 Janvier 2009. (Poster).

VI. **Camacho-Ortegón, L.F**., Piedad-Sánchez, N., Martínez, L. (2008): Integración de técnicas geofísicas y geoquímicas en la exploración de nuevos prospectos petroleros para un Modelado Integral de Cuencas. *Reunión anual de cierre de actividades 2008*. Servicio Geológico Mexicano, Saltillo, Coahuila., México, 4 de Diciembre 2008. (Oral).

VII. **Camacho-Ortegón, L.F**., Martínez, L., Piedad-Sánchez, N., et al. (2008): *Origen del petróleo en Inclusiones fluidas de afloramientos cretácicos de fluorita y celestita, cuenca de Sabinas, NE de México*. 11th ALAGO 2008 International Latin-American Congress on Organic Geochemistry, 2nd - 6th November 2008, Margarita Island, Porlamar, Venezuela. (Poster).

VIII. **Camacho-Ortegón, L.F**., Piedad-Sánchez, N., Martínez, L., et al. (2008): *Modelado Numérico de la Generación, Migración y Acumulación de Hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas, Bloque PIRINEO NE de México: implicación de la reconstrucción PTX de las Inclusiones fluidas.*, 11th ALAGO 2008 International Latin-American Congress on Organic Geochemistry, 2 nd - 6th November 2008, Margarita Island, Porlamar, Venezuela. (Poster).

IX. **Camacho-Oregon, L.F**., Martínez, L., Piedad-Sánchez, N., et al. (2008): *Modelling of the CO2 and CH4 formation in Mesozoic sediments of the Mississippi Valley type: Study of geochemical implication in relation with heat flow evolution in the Pirineo block of the Sabinas basin of Northeastern Mexico.* 22ème Réunion des Sciences de la Terre, Nancy-CEDEX-France, 21 – 24 avril 2008, p 334. (Oral).

X. Martínez, L., Gallardo, J.C., **Camacho-Ortegón, L.F.**, et al. (2008): *Stockage naturel de CH4, CO2 et H2S dans sediments carbonates de type Mississipy Valley: études géochimique et pétrographique de la distribution spatiale des réactions TSR et BSR dans le Basin de Sabinas au nord du Mexique.* 22ème Réunion des Sciences de la Terre, Nancy-CEDEX-France, 21 – 24 avril 2008, pp 348. (Oral).

XI. Gallardo, J.C., Martínez, L., Coumon, G., **Camacho- Ortegón, L.F.**, et al. (2008): *A 3D distribution of the CO2 naturally stocked and/or formed into the Minero-Florida block in the Sabinas basin, north of Mexico*. 22ème Réunion des Sciences de la Terre, Nancy-CEDEX-France, 21 – 24 avril 2008, p 401. (Oral).

XII. Gallardo, J.C., Martínez, L., Coumon, G., **Camacho-Ortegón, L.F.**, et al. (2008): *A 3D study of the CO2 naturally stocked: the case of Minero-Florida block in the Sabinas basin, north of Mexico.* 28th Gocad Meeting, 2-5 June 2008. (Oral).

XIII. Martínez L., **Camacho-Ortegón L. F.**, Gallardo, J.C., et al. (2007): *Origine et évolution diagénétique de la matière organique du bassin de Sabinas, Mexique. 11ème Congrès Français de Sédimentologie*, Caen France, 23-25 Octobre 2007. p. 358. (Oral).

XIV. Martínez, L., Piedad-Sánchez, N., Suárez-Ruiz, I., Menetrier, C., Alsaab, D., **Camacho-Ortegón, L.F.** et al., (2007): *Historia térmica y formación del gas de la Cuenca de Sabinas-Piedras Negras, Noroeste de México.* 1er Congreso Internacional en Recursos Minerales y Energéticos. Escuela Superior de Ingeniería, Universidad Autónoma de Coahuila. Nueva Rosita, Coahuila de Zaragoza, p. 5-16, ISBN: 978-970-95519-0. (Oral).

XV. Piedad-Sánchez, Noé., Martínez, L., Suárez-Ruiz, I., Menetrier, C., Galván-Chávez, L., Tritlla-i Cambra, J., Levresse, G., **Camacho-Ortegón, L.F**., (2006): Kinetic modelling from Asturias coals. *V Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Sociedad Geológica Mexicana*. Puebla, Puebla, México, p. 48. (Oral)