

01179 2g.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

**MODELADO CINEMATICO-ESTRUCTURAL DEL MECANISMO
DE EMPLAZAMIENTO DE LA FORMACIÓN EVAPORITICA
GUAXCAMÁ, SU APLICACIÓN AL SURESTE DE MEXICO E
IMPLICACIONES PETROLERAS**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA

(EXPLORACION DE RECURSOS ENERGETICOS DEL SUBSUELO)

PRESENTA

PEDRO ERNESTO VILLASEÑOR ROJAS

MEXICO, D.F. [REDACTED]

1999

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

273092



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*A Rosa María mi esposa.
Por todo lo que representas para mi...*

*A Evita y Elenita.
Con cariño*

AGRADECIMIENTOS

Por medio de estas líneas deseo expresar mis mas sinceros agradecimientos a todas aquellas personas que *directa o indirectamente* colaboraron en la realización de presente trabajo.

A las autoridades del instituto Mexicano del Petróleo (IMP), por la oportunidad y las facilidades que me brindaron tanto para la *realización de los estudios de posgrado* en la Facultad de Ingeniería de la UNAM, como para la culminación de estos con la elaboración del presente trabajo de tesis. De manera especial al M. en C. Baldomero Carrasco Velázquez, Gerente de Geociencias, por su confianza.

A las autoridades de Petróleos Mexicanos (PEMEX) Exploración, por las facilidades proporcionadas para la consulta de los núcleos de sal utilizados en este trabajo, en particular para el M. en I. Adan E. Oviedo Pérez e Ing. Ciro Sánchez Francisco.

Al Ing. Jorge A. Lara Leo por su cooperación durante los estudios macroscópicos de los núcleos.

Al Dr. Juan José Valencia Islas y al Dr. Mario Ruíz Castellanos por llevar a cabo la dirección de este trabajo de tesis.

Al Dr. Esteban Cedillo Pardo, Dr. Jorge Jacobo Albarrán y M en I. Adan E. Oviedo Pérez, por su aceptación de ser sinodales del jurado examinador y quienes con la revisión del informe del presente estudio y sus comentarios y sugerencias, ayudaron a enriquecer sustancialmente el contenido de dicho trabajo.

CONTENIDO

RESUMEN

ABSTRACT

INTRODUCCIÓN i

CAPÍTULO I GENERALIDADES 1

I.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO PARA LA CARACTERIZACIÓN
DEL MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DE LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ 1

I.2 OBJETIVOS 3

I.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA 3

I.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO 4

I.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO 4

I.6 ANTECEDENTES 9

CAPÍTULO II ESTRATIGRAFÍA 12

II.1 SISTEMA CRETÁCICO 15

II.1.1 Facies de la Plataforma Valles San Luis Potosí 15

- Arenisca Alamitos 15

- Formación Guaxcamá 15

- Formación El Abra 16

- Formación Tamasopo 17

- Formación Cárdenas 18

II.1.2 Facies de Cuenca 19

- Formación Tamaulipas Inferior 19

- Formación La Peña 20

- Formación Otates 20

- Formación Cuesta del Cura 21

- Formación Tamaulipas Superior 22

- Formación Indidura 22

- Formación Soyatal 23

- Formación Caracol 23

CAPÍTULO III ASPECTOS REOLÓGICOS Y PROPIEDADES FÍSICAS DEL YESO Y LA ANHIDRITA	25
III.1 PROPIEDADES FÍSICAS DEL YESO	25
III.1.2 Composición química	25
III.1.3 Características petrográficas	25
III.2 PROPIEDADES FÍSICAS DE LA ANHIDRITA	26
III.2.1 Composición química	26
III.2.2 Características petrográficas	26
III.3 ASPECTOS REOLÓGICOS DEL YESO Y LA ANHIDRITA	27
CAPÍTULO IV CARACTERIZACIÓN DE LA CINEMÁTICA INTERNA DE LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ	29
IV.1 CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN	29
IV.1.1 Estructuras dearrolladas por la cinemática interna del cuerpo evaporítico	29
- “Eses” sigmoidales	30
- Movimientos capa a capa	30
- Sombras de presión	30
IV.2 GRADOS DE DEFORMACIÓN IDENTIFICADOS EN LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ	32
IV.2.1 Niveles de deformación	35
Nivel de deformación A	35
Nivel de deformación B	35
Nivel de deformación C	38
Subnivel de deformación C1	38
Sunivel de deformación C2	38
IV.3 COMPORTAMIENTO MECÁNICO DE LOS MATERIALES INTERCALADOS EN LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ	41
IV.4 DISCUSIÓN	43
CAPÍTULO V ANÁLISIS TECTÓNICO-ESTRUCTURAL	44
V.1 DESCRIPCIÓN DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES	46
V.1.1 Sección Sur Pozo Tolentino-1-Pozo Guaxcamá-1	46
V.1.2 Sección Norte Poblado Jagüey de San Francisco-Poblado La Saladita	56

CAPÍTULO VI ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN CINEMATICA DE EMPLAZAMIENTO MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL PROGRAMA DE CÓMPUTO “THRUSTPACK”	62
VI.1 SECCIÓN ESTRUCTURAL SUR	63
VI.2 SECCIÓN ESTRUCTURAL NORTE	68
CAPÍTULO VII EVOLUCIÓN TECTÓNICA-SEDIMENTARIA	72
VII.1 EVOLUCIÓN PRE-MESOZOICA	72
VII.2 EVOLUCIÓN MESOZOICA	73
VII.3 EVOLUCIÓN CENOZOICA	86
CAPÍTULO VIII ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA TECTÓNICA SALINA	87
VIII.1 PROPIEDADES FÍSICAS DE LA SAL	87
VIII.1.1 Composición química	87
VIII.1.2 Características petrográficas	88
VIII.2 MICROESTRUCTURAS DE LAS ROCAS DE SAL	88
VIII.3 ASPECTOS REOLÓGICOS EN LA DEFORMACIÓN DE LOS DIAPIROS DE SAL	92
VIII.4 ESTRUCTURA DE LOS DOMOS DE SAL	92
VIII.4.1 Zonas de cizalla y espinas de sal	93
VIII.4.2 Zona de cizalla externa	93
VIII.4.3 Límite de zona de cizalla	94
VIII.4.4 Zona de cizalla interna	95
VIII.5 TAMAÑO DE LAS ESPINAS DE SAL	96
VIII.5.1 Rangos de movimientos halocinéticos de la sal	97
CAPÍTULO IX APLICACIÓN DEL MODELO SUPERFICIAL DEL COMPORTAMIENTO MECÁNICO DE LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ AL SURESTE DE MEXICO	98
IX.1 LOCALIZACIÓN DEL PLAY COATZACOALCOS	98
IX.2 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DE LOS NÚCLEOS DE SAL	100
IX.3 SECCIÓN GEOLÓGICA	106
IX.4 ESTUDIO CON MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO	106

IX.5 RASGOS QUE PERMITEN RECONOCER EL MOVIMIENTO HALOCINÉTICO DE UN CUERPO EVAPORÍTICO	111
IX.6 ANALOGÍA ENTRE LOS NIVELES DE DEFORMACIÓN RECONOCIDOS EN LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ CON LA CINEMÁTICA EN EL PLAY COATZACOALCOS	114
IX.6.1 Nivel de cizalla superior	114
IX.6.2 Nivel de cizalla inferior	117
IX.7 DISCUSIÓN	118
IX.8 IMPLICACIONES ECONÓMICO-PETROLERAS	119
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	120
REFERENCIAS CITADAS	124

RESUMEN

La Formación Guaxcamá aflora en el borde occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí. Esta constituida de una intercalación de yesos, anhidritas, calizas y dolomías de edad Valanginiano-Aptiano. Este estudio se llevó básicamente en dos etapas. La primera etapa consistió en caracterizar el mecanismo de emplazamiento de esta formación, dada la presencia de evaporitas su emplazamiento estaría relacionado a fenómenos halocinéticos o a compresión horizontal (halotectónica). Para definir esto, se estudiaron a detalle los afloramientos de esta formación mediante dos transectos orientados SW-NE (Sur y Norte). El transecto sur involucra a los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1. En los estudios de campo se encontraron estructuras y microestructuras dentro de las evaporitas características de procesos halotectónicos: “eses” sigmoidales, estrias de movimientos capa a capa y sombras de presión. Fueron identificados en la Formación Guaxcamá distintos grados de deformación que dieron la pauta para subdividirla en niveles y subniveles de deformación. Las muestras correspondientes a estos niveles fueron analizadas al microscopio electrónico para caracterizar con precisión su grado de deformación. El nivel A localizado en la base de la secuencia presenta una intensa deformación. Sus cristales presentan desarrollo de clivaje característico de zonas de cizalla. El nivel B es el intermedio y presenta una deformación menos intensa que el anterior, contiene fragmentos de calizas con geometría en “boudinage”. El nivel C es el superior y subyace a la Formación El Abra, este nivel se subdividió a su vez en subnivel C1 y subnivel C2, el primero no exhibe deformación, sus cristales no presentan alteración en su morfología. El subnivel C2 presenta una deformación intensa, contiene fragmentos de dolomías con geometrías en “boudinage”. Sus cristales de yeso presentan también el desarrollo de clivaje, característico de zonas de cizalla.

Con el conocimiento anterior se construyeron dos secciones estructurales balanceadas, basando su interpretación en a) las observaciones y la recolección de datos estructurales durante los estudios de campo, en b) en los distintos niveles de deformación identificados en la Formación Guaxcamá, y en c) en la información que proporcionaron los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1 relativo a niveles de cizalla. Ambas secciones tuvieron un acortamiento del 50% en un estilo de plegamiento por flexión de falla (“fault-bend-fold”).

Posteriormente, el emplazamiento de las estructuras fueron simuladas con el paquete de cómputo “Thrustpack”. Este proceso se realizó en varias etapas intermedias, simulando el evento compresivo (Orogenia Laramide). Esta simulación por computadora ayudo a entender la génesis de los distintos niveles de deformación identificados en la Formación Guaxcamá.

La segunda etapa de este estudio consistió en la extrapolación del modelo de emplazamiento de las estructuras al play Coatzacoalcos. Se analizaron los núcleos de sal de algunos pozos localizados por encima del domo. Se incluyeron descripciones macroscópicas de estructuras y observaciones realizadas al microscopio electrónico de barrido y estereográfico. Esta información fue vaciada en una sección geológica ubicando rasgos como la deformación de las intercalaciones de anhidrita (el yeso no es estable a profundidad), lineaciones de estiramiento (estrías) y deformación intensa de dos intervalos (546 y 950m) de lutitas (nivel de cizalla superior y nivel de cizalla inferior). De acuerdo a la literatura, estos intervalos de cizalla se pueden generar ya sea por movimientos halocinéticos de la sal, en donde se involucra la presencia de espigas de sal separadas por zonas de cizalla, o bien a fenómenos halotectónicos. Se demostró que el primer caso no es viable: La cinemática que desarrollan las espigas de sal implica tener una edad terciaria del intervalo de cizalla inferior (la edad de estas se reporta jurásica), también si se considera una deformación por el mismo mecanismo en la secuencia de lutitas jurásicas, es de esperarse una deformación igual de intensa en las anhidritas intercaladas en el sal que las rodean, esta deformación no se tiene. De la misma manera cierta relación angular característica entre los ejes de pliegues y las estrías impresas en los núcleos no se presenta. De esta manera las zonas de cizalla dentro del domo de sal estarían relacionadas a la actividad de fallamientos. El nivel de cizalla superior, corresponde al subnivel de deformación C2 reconocido en superficie. Se relaciona al contraste reológico que existe entre la masa de sal y la suprayacente Formación la Laja, esta zona de cizalla se generó aprovechando el contraste reológico entre materiales dúctiles y frágiles, sal-lutita para el nivel de cizalla superior dentro del domo y yeso-caliza para el subnivel de deformación C2 en la Formación Guaxcamá. Para el nivel de cizalla inferior en el domo existe correspondencia hacia el nivel de deformación A reconocido en superficie. La zona de cizalla inferior dentro del domo de sal debe corresponder a una zona de falla, la cual aprovechó el contraste reológico entre las lutitas y la sal para propagarse.

De acuerdo a lo anterior la presencia de zonas de cizalla dentro del domo de sal podrían implicar otras fallas localizadas en diferentes domos de sal dentro del área del play Coatzacoalcos. Desde el punto de vista económico, las estructuras de pliegues y cabalgaduras en determinado momento pueden repercutir en yacimientos de hidrocarburos potenciales en ambientes subsalinos, como sucede en los campos petroleros de Mahogany y Teak, USA.

ABSTRACT

The Guaxcama Formation outcrops in the western part of the Plataforma Valles San Luis Potosi. It is composed of intercalation of gypsum, anhydrites, limestones and dolomites, of Valanginian-Aptian in age. This study was carried into effect in two stages. The first stage was to define the mechanism of setting of the structures of this formation. Due to its content of evaporitic sediments, it implies either halokinesis or horizontal compression (halotectonic) process. In order to define this situation, the outcrop was studied in detail in two sections (section south and section north) oriented southwest-northeast. Section south involves Guaxcama-1 and Tolentino-1 wells. In field observations, there were found structures and microstructures related to halotectonic process, like sigmoidal structures, pressure shadows structures and striation microstructures. In the Guaxcama Formation were recognized different degrees of deformation, and these were divided in levels and sublevels of deformation. The samples of these levels were studied in scan electron microscopy in order to define with precision their deformation. The level A located in the base of the sequence has intense deformation, its crystals of gypsum developed cleavage, characteristic of shear zones. The level B has a deformation less intense than before, it contains fragments of limestones in "boudinage" geometry. The level C is the upper and underlie the Abra Formation, due to its rheological contrast, this level was subdivided into sub-level C1 and sub-level C2. The sub-level C1 is not deformed, the sub-level C2 has intense deformation and it contains fragments of dolomites in "boudinage" geometry. Also its crystals of gypsum developed cleavage. With all this information, there were built two balanced sections. Both section (south and north) had 50% in shortening and developed a fault bend fold style.

After that, the emplacement of structures were simulated with the software "Thrustpack". This process consisted in several intermediate stages, simulating the compressive process (Laramide Orogeny). This simulation helped to understand the genesis of the different levels of deformation identified in the Guaxcama Formation.

The second stage of this study was to extrapolate the model of setting of the structures of the Guaxcama Formation to the subsaline Coatzacoalcos play. There were analyzed salt cores of several wells located above the salt dome. Structures like striation, folds of anhydrite, and two intervals (546 and 950m) of shales with intense deformation were placed in a structural section. According to literature, these intervals (upper shear level and lower shear level) can be associated either to halokinetic processes or halotectonic deformation. Former case was demonstrated as no feasible: Cinematic processes developed by spines of salt imply that lower shear interval of shale be in Tertiary age (this is reported in jurassic age), if it is consider a deformation with the same mechanism in the sequence of jurassic shales, we will expect the same intense deformation in the intercalations of anhydrites that surround the shales, this deformation it was not observed. Also certain angular relation between axes fold and striation impress in cores are not adapted. So that, levels of shear (upper and lower) recognized into salt dome are related to faults activity. Upper shear level into the dome correspond to sublevel of deformation C2 recognized in the Guaxcama Formation. This relation is about the rheological contrast between the mass salt and the overlying the Laja Formation. This upper shear level was generated taking advantage of rheological contrast between ductil and fragil materials, shale-salt in upper shear level into the salt dome, and gypsum-limestone in sublevel of deformation C2 recognized in the Guaxcamá Formation. Lower shear level correspond to level of deformation A, recognized in superficial studies. In this way lower shear level into salt dome, must correspond to a fault zone, that took advantage of rheological contrast between shales and salt to propagate it.

According to this information, the presence of a fault into the salt dome can imply a set of faults in different salt masses in the Coatzacoalcos play. In a configuration of folds and overthrust structures can exist deposits of oil in subsaline traps, like Mahogany and Teak (U.S.A.) oil fields.

INTRODUCCIÓN

Existen en el mundo enormes yacimientos de aceite y gas confinados en ambientes subsalinos, por ejemplo, en México, en el Estado de Campeche (Meneses de G., 1980) y en el estado de Veracruz (Oviedo, 1996, Pemex y BP, 1994); en U.S.A., frente a las costas del Golfo de México (Balk, 1949, 1953); en el Mar del Norte, frente a las costas de Inglaterra (Hoper, R & Moore, C., 1995); en el Mar Rojo frente a las costas de Arabia Saudita (Heaton et al 1995); en Angola, en la cuenca del mismo nombre (Duval, et al 1992); en Europa en el Mar Mediterráneo, en las costas de España (de Ruig, 1995), entre muchos otros. Dada la importancia económica y complejidad dinámica que presentan las masas salinas, las grandes compañías petroleras internacionales se han interesado en conocer con mayor precisión todo lo relacionado con la cinemática y con las estructuras salinas intrínsecamente implicadas durante el emplazamiento de tales masas. Estos conocimientos han sido fundamentales para un mejor entendimiento de su génesis de entrapamiento, adquiriendo una enorme importancia en los últimos diez años la caracterización de la mecánica de emplazamiento de los cuerpos evaporíticos.

En el sureste de nuestro país, existe en subsuelo una gran cantidad de estructuras evaporíticas de geometrías y génesis muy complejas (Basurto, 1992; Oviedo, *op. cit.*; Pemex y BP, *op.cit.*; Angeles-Aquino, *et al* 1994; Garcia-Molina 1994; Oviedo, et al, 1995) sin embargo, los estudios de tectónica salina realizados hasta la actualidad, se han centrado en describir la variedad de estructuras generadas durante el emplazamiento de las masas salinas. Dada la importancia que representa el conocimiento de su dinámica, surge la inquietud de realizar un estudio a fondo que dé a conocer aspectos relacionados con la reología de la sal, cuya deformación se observa reflejada principalmente en las intercalaciones de material frágil. Este material siempre está presente, por ejemplo, cuando el material salino es homogéneo, se le encuentra en forma submicroscópica.

El trabajo de tesis desarrollado se llevó a cabo bajo el principio de comparación de modelos análogos. De esta manera se estudiaron primeramente las condiciones de campo de un grupo de rocas evaporíticas que en conjunto se les denomina Formación Guaxcamá que afloran en la porción occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí,

constituyéndose en gran proporción por yesos y anhidritas, hasta poder formular un modelo de su proceso de emplazamiento.

Posteriormente se comparó esa caracterización con diversas situaciones de subsuelo, tomando en cuenta que el comportamiento mecánico de la sal es muy similar, bajo ciertas condiciones, al que sufren los yesos y anhidritas.

Este estudio superficial involucró aspectos de la mecánica de emplazamiento que experimentaron los yesos y anhidritas de la formación mencionada. Una vez caracterizada la mecánica de la deformación, para lo cual se incluyeron algunos análisis al microscopio electrónico de barrido, se realizó la analogía hacia subsuelo considerando esa similitud reológica.

El conocimiento de las estructuras en subsuelo a partir de analogías con modelos superficiales no es reciente y se tienen ejemplos de algunas aplicaciones en el mundo con resultados satisfactorios (Koyi et al 1993; Mc Clay, 1989).

Debido al estilo de deformación determinado en el estudio superficial de la Formación Guaxcamá, el lugar más idóneo para la aplicación del modelo en el subsuelo fue el área de Coatzacoalcos en el Sureste de México, lo anterior fue debido a que los últimos estudios realizados a partir de modelado sísmico, reportan estructuras salinas generadas por compresión horizontal (Oviedo, *op. cit.*; Pemex y BP *op. cit.*).

El comportamiento mecánico del yeso y la anhidrita, su contraste reológico con sedimentos frágiles aún con lutitas, y su transición dúctil-quebradiza, representan situaciones que únicamente saltan a la vista cuando se realizan trabajos a detalle de geología estructural.

Las rocas evaporíticas en general son mucho más dúctiles que cualquier otro tipo de roca incluyendo a las lutitas. En ausencia de sal, la anhidrita es el material más abundante de las evaporitas, ya que el yeso no es estable a profundidad. El comportamiento dúctil de la sal, en ambientes geológicos, junto con la anhidrita, aún a temperaturas relativamente bajas, representa importantes situaciones estructurales, como niveles de despegue. La sal para rangos de deformación razonables, típicamente alcanza su transición dúctil-quebradiza a profundidades menores a 1 km. (Davis & Engelder, 1985).

El emplazamiento mecánico de las estructuras evaporíticas puede llevarse a cabo bajo dos procesos: halocinético y halotectónico. Las deformaciones halocinéticas que resultan de los movimientos autónomos de sedimentos evaporíticos bajo influencia de la diferencia de densidad de los materiales y de la gravedad terrestre, han generado importantes estructuras contenedoras de grandes yacimientos de hidrocarburos, como las reportadas en el Golfo de México en las costas del Estado de Campeche en México (Meneses, *op. cit.*), en las costas de Luisiana, USA (Schuster, 1995); en el Mar del Norte en la Cuenca de Gas del Sur, frente a las costas de Inglaterra (Coward & Stewart, 1995); en las evaporitas triásicas del sureste de España en las costas del mar Mediterráneo (de Ruig, *op. cit.*); así también en las estructuras complejas generadas por extensión y contracción durante el Neógeno en el Mar Rojo frente a las costas de Yemen (Heaton *et al*, 1995).

Por otro lado, en cuanto al proceso halotectónico, los cinturones de pliegues y cabalgaduras que se han desarrollado en algún tiempo bajo la influencia de sedimentos evaporíticos, han generado espectaculares estructuras, algunas de ellas involucradas en receptáculos de hidrocarburos, como son las evaporitas jurásicas en la Sierra Madre Oriental (De Cserna, 1971); y las estructuras submarinas y terrestres reportadas en las Cuencas terciarias del sureste en México (Oviedo, *op. cit.*, Pemex y BP *op. cit.*); las evaporitas triásicas en las montañas Jura en Suiza (Laubscher, 1972); los montes Pirineos (Brinkman and Logters, 1978; Liechti, 1968), entre otros, todos ellos íntimamente involucrados en la deformación resultante por compresión horizontal.

La deformación salina en la región de Coatzacoalcos, ha sido interpretada en los últimos años, en función de una tectónica halocinética, por ello el autor de este estudio está consiente que el modelo de subsuelo generado causará controversias y opiniones encontradas; sin embargo se cuidó, que los argumentos presentados aquí, estén fuertemente fundamentados, incluyendo observaciones submicroscópicas hasta macroscópicas-regionales, sin mencionar los ejemplos similares encontrados en otras partes del mundo (Kupfer, 1976; Helman & Schreiber, 1983; Goodman, 1983).

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

I.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DE LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ

El área en estudio se comprende en dos transectos que se sitúan en el borde occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí y el sector oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México correspondiente. Estos transectos se orientan Suroeste-Noreste y presentan las siguientes coordenadas y dimensiones (figura I.1):

Transecto Sur

A. 100° 18' 05''	22° 16' 08''
B. 100° 14' 25''	22° 11' 10''
C. 100° 33' 23''	22° 00' 08''
D. 100° 36' 53''	22° 06' 05''

Presenta una superficie de 38 por 11 kms.

Transecto Norte

A. 100° 22' 00''	22° 20' 00''
B. 100° 20' 00''	22° 17' 13''
C. 100° 26' 00'	22° 13' 23''
D. 100° 28' 00'	22° 16' 13''

Presenta una superficie de 7 por 13 km

Los transectos cruzan las hojas de INEGI F14 A85 ("Santa Catarina"); F14 A86 ("Angostura"); F14 A76 ("Cerritos") y F14 A75 ("Peotillos").

I.2 OBJETIVOS

Los objetivos de este trabajo fueron los siguientes:

- Caracterizar y modelar las estructuras aflorantes desarrolladas por el movimiento de sedimentos evaporíticos de la Formación Guaxcamá identificando el fenómeno que las originó:

a) Halocinesis

b) Proceso de deformación tectónica compresiva horizontal (halotectónica)

- Generar un modelo del comportamiento mecánico de las masas salinas a partir del estudio de estructuras evaporíticas superficiales.

- Aplicar desde el punto de vista genético y de comportamiento mecánico el modelo obtenido en el estudio de algunos cuerpos salinos reportados en el Sureste de México.

I.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La tectónica salina es en la actualidad dentro de la Geología una disciplina que va adquiriendo día con día mayor importancia, el interés en la mecánica de emplazamiento de las masas evaporíticas y las estructuras que éstas generan, adquieren mayor trascendencia debido principalmente a la enorme importancia económica que representan.

En México existen aún pocos estudios publicados (Oviedo, *op. cit.*; Basurto-Borbolla, *op.cit.*, Oviedo, *et al op.cit.*) relacionados con los aspectos de mecánica de emplazamiento de este tipo de cuerpos; los estudios de tectónica salina en nuestro país se enfocan en describir las estructuras desarrolladas por el emplazamiento. Lo anterior es debido en primer lugar a la naturaleza operativa de los trabajos y al tipo y calidad de la información con que se cuenta. En estas condiciones no ha sido conveniente llevar a cabo estudios más profundos que ayuden a un mejor entendimiento de la dinámica de la sal.

Este hecho plantea la problemática de una caracterización más a fondo de esas estructuras de subsuelo, es decir, entender con precisión el comportamiento mecánico asociado con su reología, como responden intrínsecamente sus diferentes materiales intercalados a

determinados esfuerzos, y como se manifiestan esas masas salinas cuando se sucede la construcción de las estructuras.

I.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La hipótesis de trabajo para el presente estudio es referida de la siguientes manera.

Durante el emplazamiento de las masas evaporíticas se generan ciertas estructuras y microestructuras características que permiten situarlas dentro de un estilo de deformación definido, halotectónico o halocinético.

Si se analiza el mecanismo de emplazamiento asociado con la reología de esas estructuras y microestructuras aflorantes, es posible inferir el modelo de emplazamiento de los cuerpos evaporíticos, caracterizando de esta manera si éste fue provocado por uno u otro estilo de deformación.

Este conocimiento y el análisis del comportamiento mecánico de las diferentes litologías involucradas concebidos a partir de situaciones tangibles, es posible extrapolarlo a regiones en donde se tengan emplazadas estructuras diapíricas y únicamente se tenga información obtenida a partir de métodos indirectos como lo es en el Sureste de México.

I.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO

De acuerdo a los objetivos planteados para la realización de este estudio, la metodología de trabajo fue establecida con base en las siguientes etapas de actividades (figura I.2).

I.- Determinación de los mecanismos de emplazamiento de las rocas evaporíticas de la Formación Guaxcamá

a) Evaluación y síntesis de información

Se analizó toda la información bibliográfica existente a la que se tuvo acceso (estratigráfica y estructural) relacionada con los transectos en estudio. Se estudió también a detalle la columna litológica

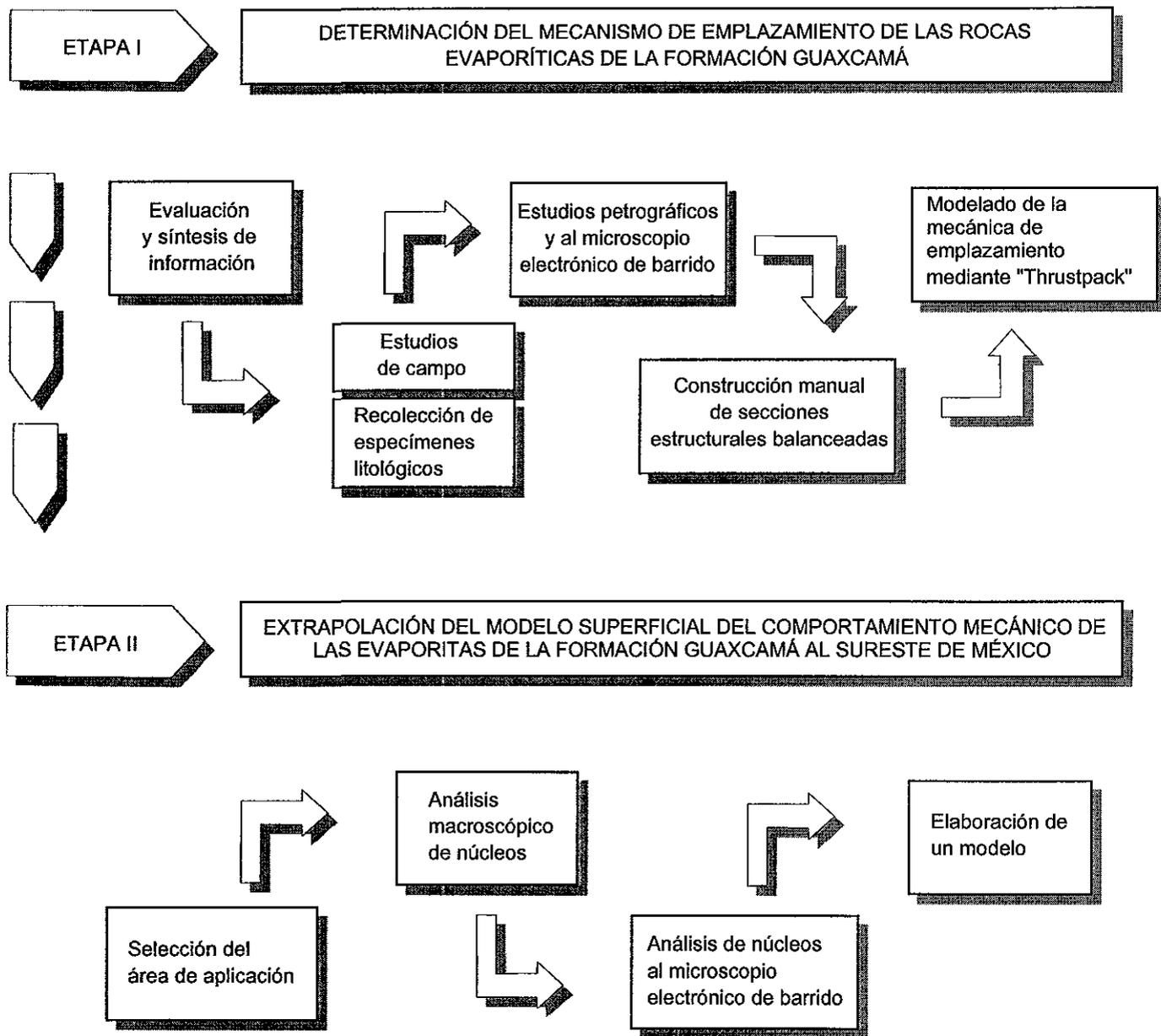


Fig.1.2 Metodología de trabajo de este estudio

de los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1 en los expedientes originales de los mismos, identificándose varios niveles de cizalla representados fracturamientos y brechas tectónicas, las cuales fueron de gran utilidad para la ubicación de algunas fallas durante la construcción de las secciones estructurales.

b) Estudios de campo

Se ubicaron en cartas geológicas y topográficas los dos transectos (sur y norte) que comprendieron los afloramientos mejor representados y más extensos de la Formación Guaxcamá. Se realizaron dos secciones estructurales mediante caminamientos extensivos a través de los transectos. Se colectaron datos de rumbo e inclinación de las capas en aquellas áreas en donde se observaron cambios importantes, de indicadores cinemáticos impresos en las rocas, así también se identificaron y ubicaron las litologías producto de movimientos tectónicos.

b.1) Recolección de especímenes litológicos

Durante los caminamientos se realizó un muestreo sistemático dentro de la Formación Guaxcamá, principalmente en aquellas zonas en donde se observaron diferentes grados de deformación que afectaron a las rocas evaporíticas. También se prestó atención en la Formación El Abra en aquellas áreas en donde quedó impresa la actividad tectónica.

c) Estudios de laboratorio

Esta etapa consistió en el análisis microscópico de las muestras colectadas. Se llevaron a cabo estudios petrográficos con el fin de analizar las características texturales y estructurales de los cristales involucrados. Las muestras fueron estudiadas también con el microscopio electrónico de barrido con la finalidad de caracterizar la morfología desarrollada por los minerales que fueron sometidos a los diferentes grados de deformación identificados.

d) Construcción manual de secciones estructurales balanceadas

Una vez determinado el mecanismo de emplazamiento por procesos halotectónicos de los cuerpos evaporíticos se construyeron dos secciones estructurales aplicando la técnica del

balanceo de secciones. Estas secciones fueron construidas bajo un estilo de plegamiento por flexión de falla.

La ubicación de las rampas y fallas inclinadas y horizontales (“flats”) se basó en las observaciones realizadas del análisis de los grados de deformación identificados en la Formación Guaxcamá, respetando el contraste reológico existente entre evaporitas y carbonatos.

En la sección sur se incluyeron los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1. Esta presenta un acortamiento del 50% e involucrando la actividad de ocho fallas durante todo el evento de deformación.

La construcción de la sección norte se basó también en las observaciones de campo y en la información que proporcionaron los pozos de la sección sur, involucrando la actividad de dos fallas en un estilo también por flexión de falla y un acortamiento del 50%.

e) Modelado de la cinemática con aplicación del programa de cómputo “Thrustpack” (Sassi & Rudkiewics, 1996, consorcio IFP-INTEVEP-CHEVRON-IMP-PEMEX)

En esta etapa se realizó el modelado cinemático de las dos secciones estructurales en diferentes estadios de deformación, con la finalidad de observar la secuencia del emplazamiento y la interacción entre los diferentes niveles de despegue involucrados.

Este programa de cómputo simula el proceso de deformación de una sección a través del tiempo bajo un régimen compresivo, este, parte de una sección restaurada en donde se *visualiza la secuencia de deformación y la sucesión del arreglo de las diferentes estructuras generadas durante un número N de etapas intermedias*. Para lograr lo anterior se añaden a las fallas involucradas diferentes velocidades de emplazamiento que dependerán de la naturaleza de las litologías implicadas.

Con el procedimiento descrito, el programa proporciona las diferentes geometrías que pudieron haberse suscitado durante el periodo en que tuvo lugar el proceso de deformación, que en nuestro caso corresponde al rango de tiempo que duró la Orogenia Laramide.

II.- Extrapolación del modelo superficial del comportamiento mecánico de las evaporitas de la Formación Guaxcamá al sureste de México.

a) Selección del área de aplicación

El estilo de emplazamiento de la Formación Guaxcamá definido en el estudio superficial, y las estructuras implicadas desarrolladas durante el proceso de su deformación, fueron extrapolados en una área del subsuelo del Sureste de México.

El área seleccionada del emplazamiento de masa evaporíticas en ese sector de México, fue el Play subsalino de Coatzacoalcos, esto con base a la información más reciente consultada del emplazamiento de masas evaporíticas en ese sector de México (Oviedo, *op. cit.*, Pemex y BP *op. cit.*).

En esta área se tiene propuesto recientemente, a partir de información sísmica, una deformación de pliegues y cabalgaduras involucrando cuerpos de sal de geometrías y estructuras muy complejas. Esta deformación se asocia a la colisión oblicua entre el bloque Chortis y el Sureste de México durante el Mioceno (Oviedo, *op. cit.*, Pemex y BP *op. cit.*).

b) Análisis macroscópico de núcleos

Se analizaron un total de nueve núcleos de cinco pozos que atravesaron un espesor importante de sal. Primeramente se estudió la distribución de estructuras y texturas presentes en los núcleos identificando los niveles que tuvieran cierta similitud de deformación con los encontrados en el estudio superficial, de esta manera se encontraron algunos niveles presentando distintos grados de deformación.

c) Análisis de núcleos al microscopio electrónico de barrido

En esta etapa se estudiaron a detalle aquellas zonas previamente identificadas en el análisis macroscópico. Se analizó a detalle la morfología desarrollada de los cristales de sal que fueron sometidos a una alta deformación.

d) Elaboración de un modelo estructural de subsuelo

Con toda la información obtenida se elaboró un bloque esquemático tridimensional en donde se vaciaron las observaciones en los análisis anteriores, ubicando las estructuras encontradas en los diferentes niveles de deformación.

I.6 ANTECEDENTES

La Plataforma Valles San Luis Potosí y las zonas aledañas a ella han sido estudiadas por muchos investigadores desde principios de siglo hasta la actualidad (Böse, 1906 *in* Carrillo, 1971; Garfias, 1915 *in* Carrillo, 1971). Como los transectos superficiales se sitúan en el borde occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí, se buscaron los trabajos que fueron referidos a ese importante paleoelemento geológico.

Geólogos de Petróleos Mexicanos realizaron una gran cantidad de estudios técnicos relacionados con aspectos estructurales y estratigráficos. En esta descripción, sin embargo, únicamente se citarán los considerados más sobresalientes, algunos de ellos relacionados directamente con el área en estudio para el modelo superficial.

Rodriguez (1957) realizó un estudio en los alrededores de Río Verde S.L.P., bosquejó la geología y analizó el contenido de sales potásicas en las rocas evaporíticas, determinando que la cantidad presente era insuficiente para una explotación comercial.

Cserna y Bello (1962) bosquejaron la estratigrafía, sin definir con precisión la edad ni el origen de las rocas evaporíticas presentes en el área. Mencionaron que las estructuras mayores (pliegues y fallas) tuvieron su origen como respuesta a un empuje proveniente del suroeste. No definen el origen de las estructuras provocadas por la cinemática de rocas evaporíticas.

Martinez (1965) realizó un estudio de reconocimiento en el área de Río Verde-San Bartolo Tepeyac, definiendo a la Formación Guaxcamá como una serie de evaporitas de edad Neocomiano - Aptiano, originadas por una evaporación de aguas marinas ligadas al desarrollo de Plataforma Valles San Luis Potosí.

Hermoso de la T. (1966) realizó su estudio en el área de Buenavista-Guaxcamá en donde reportó un cambio transicional entre las formaciones Guaxcamá y El Abra representado por dolomías.

Aeroservice (1968) con base a estudios geofísicos interpretó una gran depresión en la parte central de la plataforma a la que denomina "Fosa de Río Verde". Sin embargo los trabajos de perforación realizados por PEMEX en ese año no se ajustaron a tal interpretación.

Carrillo (*op cit*) realizó un estudio integral a semidetalle de la Plataforma Valles San Luis Potosí complementado con trabajos de campo, en donde también analizó y organizó la información reportada hasta esa fecha por geólogos de Petróleos Mexicanos. En este trabajo cita una gran cantidad de geólogos, extranjeros en su mayoría, quienes junto con geólogos mexicanos establecen las bases de la estratigrafía y paleontología de la región.

Geoterrex (1974) y Rodríguez y Amieva (1981) integraron los datos magnetométricos reportados hasta esa fecha interpretando la cima del basamento, reportando una gran depresión hacia el centro de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Betanzos (1984) realizó un estudio de detalle estructural-estratigráfico, en donde elaboró una buena integración cartográfica y construyó varias secciones estructurales reportando un espesor para la Formación Guaxcamá de 1200 a 2300 m sin interpretar las probables estructuras formadas por esta formación que explicaran tal espesor. También reportó un espesor no completo de 1940m para la Formación El Abra.

Valencia (1993), propuso para la Formación Guaxcamá una depositación en un rift generado durante la apertura del Golfo de México, además cuestionó la edad de esa formación mediante la aplicación de isótopos de azufre. Menciona también que las estructuras producidas por la Formación Guaxcamá fueron generadas por un proceso halocinético.

Existen también trabajos que contemplan aspectos geoquímicos, (Aguilar, 1984, Valencia y Fortune, 1994); sedimentológicos, (Enos,1974); diagenéticos, (Aguayo y Kanamori,1976, Aguayo 1978, Minero, 1988); de evaluación geológica, (Zaldivar *et al*, 1986, Guzmán, 1988) y estratigráficos (Celestino,1982; Guel 1985).

Como se puede apreciar existen numerosos estudios realizados en la Plataforma Valles San Luis Potosí, sin embargo aquellos de geología estructural y tectónica consultados no definen con precisión el estilo de deformación ni la mecánica de emplazamiento de las rocas evaporíticas de la Formación Guaxcamá, el cual es uno de los objetivos de este estudio.

CAPÍTULO II

ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de las rocas que constituyen a la Plataforma Valles San Luis Potosí ha sido tratada extensamente por Sansores y Girard (1969), Carrillo (*op. cit.*) Aguilar, (*op. cit.*), Guel (*op.cit.*) entre otros.

Debido a que este estudio se enfoca en aspectos geológico-estructurales, en esta sección, se describen únicamente los aspectos más sobresalientes de las unidades presentes en el área, tanto las que provienen por transporte tectónico de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, como de la propia Plataforma Valles San Luis Potosí. Se hizo mayor énfasis en aquellas litologías que se encuentran directamente involucradas en la deformación con los sedimentos evaporíticos de la Formación Guaxcamá (Tabla II.1).

Esta compilación realizada a partir de diferentes autores, pretende proporcionar al lector información sobre los principales rasgos litológicos de cada una de las unidades cretácicas, para que de acuerdo a sus características litológicas, se conciba un panorama general de su comportamiento mecánico.

Dado que en este estudio, y como se menciona arriba, se involucran únicamente unidades litológicas cretácicas, se mencionan, sin embargo, en este capítulo, los aspectos más sobresalientes del basamento ígneo-metamórfico y de la columna de sedimentos de los sistemas Triásico y Jurásico.

Basamento

El basamento ígneo-metamórfico que conforma a la Plataforma Valles San Luis Potosí se encuentra constituido por tres tipos principales de litologías, gneises (Fries y Rincon, *in* Ortega, 1978), esquistos (Mugica, 1976) e intrusivos graníticos (Jacobo, 1986).

Las edades reportadas para este paleoelemento tienen un rango del Precámbrico (Fries, 1972 *in* Ortiz, 1988; Denison, 1971 *in* Ortiz, 1988; Cepeda, 1974 *in* Ortiz, 1988; Garrison, 1980 *in* Ortiz, 1988) hasta el Pérmico (De la Torre, 1977 *in* Ortiz, 1988; De Cserna, 1977 *in* Ortiz,

1988; Garrison *op. cit. in* Ortiz, 1988; Fries, 1962 *in* Ortiz, 1988; Denison, *op. cit. in* Ortiz, 1988).

En el subsuelo de la Plataforma Valles San Luis Potosí y aflorando en algunas localidades, se encuentra también una potente secuencia de sedimentos paleozoicos. Estos sedimentos son predominantemente marinos y sobrepasan los 1500m. de espesor (Hernández, *et al* 1990), sobreyacen en forma discordante a las rocas metamórficas precámbricas y de igual manera subyacen a sedimentos de origen continental de edad Triásico Tardío (López, 1986).

No se tienen evidencias que existan rocas del Triásico Inferior y Medio en la Plataforma Valles San Luis Potosí (Hernández, *et al op. cit.*), ya que durante este tiempo gran parte de lo que hoy es el norte de la República Mexicana estuvo emergida, por lo que se considera que es a partir del Triásico Superior cuando se inició la sedimentación de tipo continental dentro de la plataforma

La sedimentación que ocurrió durante el Triásico Tardío es de origen continental (Formación Huizachal). Hacia el borde occidental de la plataforma Valles San Luis Potosí, los depósitos de sedimentos marinos (Formación Zacatecas) ocurrieron durante el Triásico (Carrillo, 1961)

El Jurásico Inferior esta representado en la porción centro y sur de la Plataforma Valles San Luis Potosí por sedimentos de origen marino-continental (Formación Rosario), cambiando lateralmente hacia el E-SE de la plataforma Valles San Luis Potosí a depósitos típicamente marinos (Formación Huayacocotla) (Rueda, *et al*, 1982).

El Jurásico Medio está representado también por una sedimentación predominantemente continental (formaciones La Joya, Cahuasas, San Juan de la Rosa, Tepexic y Minas Viejas). Durante esta época tiene inicio la sedimentación marina (formaciones Tepexic y Mina Viejas) dentro de la plataforma (López, *op. cit.*).

Para el Jurásico Superior la sedimentación en la Plataforma Valles San Luis Potosí (formaciones Zuloaga, La Gloria, Santiago, Trancas, Olvido, San Andrés, Chipoco, Tamán, La Caja, La Casita y Pimienta) fue predominantemente marina (Cantú, 1971).

II.1 SISTEMA CRETÁCICO

II.1.1 Facies de la Plataforma Valles San Luis Potosí

Arenisca Alamitos

Esta formación se encuentra constituida por un paquete de conglomerados, areniscas de grano fino a medio, lutitas y calizas arcillosas Celestino (*op.cit.*).

Aflora al SW de Río Verde, S.L.P. en donde se sitúa su localidad tipo.

Presenta un espesor que va desde los 9 hasta los 199m. (Celestino, *op.cit.*), los pozos Guaxcamá-1 y Tolentino-1 reportan espesores superiores a los 200m. (expedientes originales de los pozos)

Se infiere una edad probable, por posición estratigráfica, de fines del Jurásico Superior o principios del Cretácico Inferior incluso hasta el Valanginiano (Celestino, *op.cit.*).

Esta unidad litológica sobreyace en discordancia angular a la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior en la localidad tipo, para el área del Pozo Tolentino-1 (figura I.1) subyace concordantemente a un cuerpo carbonatado equivalente en edad a la Formación Guaxcamá (Basañez,*et al*, 1990).

En el área del Pozo Guaxcamá-1 (figura I.1), las areniscas sobreyacen al Jurásico Superior (Celestino, *op. cit*) e infrayacen concordantemente a la Formación Guaxcamá.

La arenisca Alamitos corresponden a una etapa final de tipo transgresivo iniciada desde el Jurásico Medio, y corresponden a los bordes de los últimos paleoelementos expuestos (Basañez, *et al*, *op.cit.*).

Formación Guaxcamá

Definida originalmente por Martínez, (*op.cit.*). El nombre se utiliza para una secuencia de evaporitas, yesos y anhidritas bien estratificadas de aspecto sacaroide, con esporádicas intercalaciones de calizas microcristalinas y dolomías

Se encuentra distribuida en el centro de la Plataforma Valles San Luis Potosí. Su localidad tipo se encuentra en la mina Guaxcamá, en el poblado de Cerritos, San Luis Potosí, 65 km al noreste de la capital del estado (figura I.1).

De acuerdo al expediente original del Pozo Guaxcamá-1, esta formación presenta un espesor de 3000m.

La Formación Guaxcamá se encuentra cubierta de manera concordante y transicional por los carbonatos de la Formación El Abra (Basañez, *et al op. cit.* y observaciones directas en campo por el autor de este trabajo). Su contacto inferior no aflora, sin embargo en subsuelo este contacto inferior se manifiesta discordante sobre las arenisca Alamitos (Basañez, *et al, op. cit.*).

Martinez, (*op. cit*) en su descripción original menciona una edad por posición estratigráfica del Neocomiano-Aptiano. Basañez, *et al (op.cit.)*, las observaciones de campo realizadas por el autor de este trabajo, así como la consulta del expediente original del Pozo Guaxcamá-1, se infiere una edad que va del Valanginiano hasta el Aptiano. Por su parte Valencia y Fortune (1994) a partir del fechamiento por isótopos de azufre de 7 muestras de anhidrita colectadas en las minas Nuñez y Guaxcamá (figura I.1), así como la correlación con algunos valores isotópicos reportados para la Formación Olvido por Kesler *et al* (1988), se sugiere una edad de fines del Jurásico Superior al Aptiano.

La Formación Guaxcamá subyace concordantemente a la Formación El Abra y sobreyace para el área de los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1 (figura I.1) concordante a la arenisca Alamitos (Basañez, *et al op. cit.*).

Tradicionalmente (Martinez, *op. cit*; Carrillo, 1971; Basañez, *et al op.cit.*) se ha considerado el depósito de la Formación Guaxcamá como debido a la evaporación de aguas marinas en una laguna cerrada con restricciones estacionales al flujo de agua a su interior.

Formación El Abra

El término formal de Formación El Abra fue definido por Heim (1925 in Celestino *op. cit.*). Litológicamente se encuentra comprendida por capas de color gris claro que fluctúan entre 30.cm y 2m. de espesor y se hallan constituidas por carbonatos que varían de mudstone a wackestone y packstone de miliolidos y pelias, laminados con variaciones en los contenidos de equinodermos, moluscos, algas dacycladáceas y ostrácodos.

Carrillo (*op.cit.*) divide a la Formación El Abra en dos unidades litológicas mayores, la primera, de facies arrecifal y la segunda de tipo post-arrecifal, estando ésta última compuesta por cinco litofacies: Unidad clástica post-arrecifal, unidad de calcilutitas y calcarenitas con

miliolas y toucasias, unidad de dolomías y calizas parcialmente dolomitizadas, unidad de calcilutitas y calcarenitas con miliolas y toucasias y finalmente zona dolomítica basal.

La distribución de la Formación El Abra abarca prácticamente toda la superficie que comprende la Plataforma Valles San Luis Potosí. Su localidad tipo se encuentra en el Cañon de El Abra, sobre la carretera Cd.Valles, S. L.P. – Tampico, a 10km. al oriente de Cd. Valles (Carrasco, 1970).

El máximo espesor para esta formación, estando ésta completa es de 2722m. reportados en un pozo perforado por Pemex al sur-oriente de la Plataforma Valles San Luis Potosí (Hernández, *et al op. cit.*).

De acuerdo a Carrillo, (*op. cit.*), la edad que se infiere para la Formación El Abra según su contenido macrofaunístico y microfaunístico es Albiano-Cenomaniano. Aguayo *in* Basañez, (*et al op.cit*) menciona que esta ésta edad puede variar como en el caso de la Sierra de El Abra en las cercanías de Taninul S.L.P., en donde llega a alcanzar el Turoniano. En la región de Jalpan Qro. Betanzos (*op.cit.*) reporta una edad de Aptiano-Cenomaniano.

La Formación El Abra descansa concordantemente sobre la secuencia evaporítica de la Formación Guaxcamá y está cubierta de la misma forma por la Formación Tamasopo (Carrasco, *op. cit.*).

El depósito de esta formación fue básicamente en dos tipos de ambientes, uno de carácter arrecifal, que es el que comprende todo el borde que contornea a la Plataforma Valles San Luis Potosí, y el otro hacia el interior de ella de índole post-arrecifal, que por su amplia distribución tanto en espacio como en tiempo, abarca la gran mayoría del área (Basañez, *et al op. cit.*).

Formación Tamasopo

Esta formación fue citada por primera vez por Böse (1906 *in* Carrillo, *op. cit.*). Barker (1924 *in* Carrillo *op. cit.*) que define a las rocas de esta formación como calizas de color amarillo claro, de grano muy fino, dura y quebradiza, ocurriendo en forma de nódulos irregulares.

Aflora ampliamente hacia la porción central de la Plataforma Valles San Luis Potosí (Carrillo, *op. cit.*). En su localidad tipo, situada en el cañon de Tamasopo sobre la vía del ferrocarril San Luis Potosí-Tamasopo, consiste de 200m. de calizas de grano fino, calizas

arcillosas, calizas nodulares, calizas bioclásticas y calizas arrecifales de color gris, en capas de espesor medio a grueso Böse (1906 *in* Carrillo, *op. cit.*).

Litológicamente se divide en dos miembros (Carrillo, *op.cit*), consistiendo el inferior de una secuencia de “mudstone” y “wackestone” con microfósiles pelágicos en estratos de 20 a 50cm. El miembro superior de estratos más gruesos hasta de 1 m y se halla constituido por “wackestone a “packestone”.

El espesor reportado (Basañez, *et al op. cit*) para el miembro inferior es de 258 y 425m., el miembro superior presenta un espesor de 485m.

Geocronológicamente, el miembro inferior de la Formación Tamasopo representa al Turoniano, mientras, que el miembro superior representa al Santoniano (Carrillo, *op.cit*).

Esta formación sobreyace en aparente concordancia a la Formación El Abra e infrayace de la misma manera a la Formación Cárdenas del Campaniano-Maestrichtiano (Basañez, *et al op.cit*).

El Miembro Inferior de la Formación Tamasopo se depositó en un ambiente de mar abierto, mientras el depósito del Miembro Superior es análogo al de la Formación El Abra, depositándose en ambientes lagunares de inframarea somera con asociaciones de parches arrecifales dentro de la zona de posarrecife (Basañez, *et al op.cit.*).

Formación Cárdenas

Carrillo (*op. cit*) realiza una descripción detallada de esta formación, el cual diferencia en cuatro miembros. En secuencia estratigráfica ascendente se tiene, el primer miembro constituido por una alternancia de lutitas en capas delgadas a gruesas, areniscas calcáreas y calizas biógenas; el segundo se caracteriza por una alternancia de limolitas y lutitas calcáreas en capas medianas y gruesas; el tercero lo integran areniscas calcáreas en capas medias a gruesas con abundantes fósiles; el cuarto miembro se caracteriza por presentar lutitas arenosas y limolitas en capas medianas a gruesas.

La Formación Cárdenas se distribuye de manera amplia en la porción central de la Plataforma Valles San Luis Potosí (Hernández, *et al op. cit*). Su localidad tipo se sitúa (Myers, 1968) en la vía férrea que une a las ciudades de Aguacalientes con Tampico (kilómetros 413.8 y 420.4).

De acuerdo a Myers (*op.cit*) presenta un espesor de 1050m., sin embargo algunos trabajos para Pemex (Coney, 1967; EXPLODER, 1982; GEOCA, 1981; GEOEVALUACIONES, 1985) reportan espesores superiores a los 2000m.

De acuerdo a su contenido faunístico la edad inferida para la Formación Cárdenas es de edad Campaniano-Maestrichtiano (Carrillo, *op. cit.*).

La Formación Cárdenas subyace concordantemente al Miembro Superior de la Formación Tamasopo e infrayace discordantemente a material aluvial y ocasionalmente a materiales ígneos del Cuaternario (Hernández, *et al op. cit.*).

Los ambientes de depósito reconocidos para esta formación son de tipo transicional o deltáico, con una clara progradación de estos hacia el oriente como producto del continuo levantamiento al que estuvo sometida el área (Hernández, *et al op. cit.*).

II.1.2 Facies de Cuenca

Formación Tamaulipas Inferior

Esta formación ha sido subdividida en cuatro miembros (García, *et al*, 1990), en sucesión estratigráfica el primer miembro se encuentra constituido por areniscas conglomeráticas, el segundo se compone de un paquete calcarenítico, el tercer miembro se compone de calizas con bentonita, y el cuarto y más superior presenta calizas claras de ambiente profundo.

La distribución de la Formación Tamaulipas Inferior en la Plataforma Valles San Luis Potosí es muy amplia y homogénea, existiendo numerosos afloramientos que corresponden en su mayoría al miembro superior; el miembro basal se presenta en la porción oriental de la plataforma (García, *et al, op.cit.*).

Los espesores reportados para esta formación son muy variables, se reportan desde 65m (Est. Geotec., 1981) hasta 470m (García, *et al, op.cit.*).

La edad de la Formación Tamaulipas Inferior, con base a su contenido microfaunístico es del Berriasiano hasta el Aptiano Inferior (García, *et al, op.cit.*).

Para la porción noroccidental y norte de la Plataforma Valles San Luis Potosí la Formación Tamaulipas Inferior descansa en forma transicional y concordante a la Formación Taraises y es sobreyacida de la misma manera por la Formación La Peña del Aptiano Superior (García, *et al, op.cit.*).

De acuerdo a las características litológicas de esta formación y su contenido de microorganismos indican que su ambiente de depósito varió desde condiciones de plataforma somera hasta condiciones de mar abierto (Hernández, *et al op.cit*).

Formación La Peña

Esta formación se encuentra constituida por calizas y lutitas calcáreas de estratificación delgada a media. Presenta abundante pedernal negro en forma de lentes y nódulos (Palazuelos, 1970).

La Formación La Peña se presenta erráticamente distribuida en la porción noroccidente de la Plataforma Valles San Luis Potosí (GEOCA, 1981).

Los espesores medidos a esta formación dentro de la plataforma varían de 70 (Palazuelos, *op.cit.*) hasta 150m (GEOCA, *op.cit.*).

El contenido de amonites y microorganismos presentes en la Formación La Peña, permite inferir una edad de Aptiano Superior (Palazuelos, *op.cit.*).

La Formación La Peña descansa concordantemente sobre la Formación Tamaulipas Inferior y es sobreyacida de la misma manera por la formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura (GEOCA, *op.cit.*).

Por su litología y su alto contenido de amonites, se infiere que el depósito de esta formación ocurrió en un ambiente de mar abierto con aporte de terrígenos finos procedentes de tierras adyacentes (Palazuelos, *op.cit.*).

Formación Otates

La Formación Otates se encuentra constituida por una alternancia de calizas, calizas arcillosas y lutitas calcáreas con delgadas bandas de pedernal. Presenta ocasionalmente cuerpos margosos y lutitas bentónicas hacia la cima (Collado, 1967).

Esta formación se encuentra ampliamente distribuida, principalmente en la porción norte y occidente de la Plataforma Valles San Luis Potosí. Dentro del transecto sur de este estudio se reporta en subsuelo a 15km. (pozo Xoconostle-1) al NW del pozo Tolentino-1.

Los espesores de esta formación son muy reducidos (Hernández, *et al op.cit.*), varían de 5 a 25m. en superficie y en subsuelo de 2 a 182m.

De acuerdo a la posición estratigráfica que guarda esta formación y a su alto contenido de microfósiles planctónicos y amonites se le infiere una edad del Aptiano Superior.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Otates suelen ser invariables, sobreyace concordantemente sobre la Formación Tamaulipas Inferior y es de igual manera sobreyacida por la Formación Tamaulipas Superior (Collado, *op.cit.*).

La Formación Otates se depositó en un ambiente de mar abierto somero, evidenciando, el contenido de material bentonítico un episodio de actividad volcánica, y asociado a un aporte importante de material arcilloso (Collado, *op.cit.*).

Formación Cuesta del Cura

Esta formación se caracteriza por estar constituida de calizas y calizas arcillosas en capas delgadas a medias, con abundantes lentes y bandas de pedernal negro. Hacia la parte superior de la unidad se intercalan delgados horizontes de lutitas. Es característico de toda la unidad la presencia de “boudinage” (Palazuelos, *op.cit.*).

Su distribución se limita a la porción occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí (figura I.1) (Palazuelos, *op.cit.*).

La Formación Cuesta del Cura presenta un espesor que varía de 222m. a 622m. (Hernández, *et al op.cit.*).

Con base a su contenido faunístico se le asigna una edad de Albiano Tardío-Cenomaniano (Aguilar, *op.cit.*).

El contacto inferior de esta formación es concordante con las formaciones La Peña y Otates del Aptiano Superior, su contacto superior es también concordante con la Formación Indidura y transicional con la Formación Soyatal. Cambia lateralmente de facies a la Formación Tamaulipas Superior y en tiempo es equivalente (Aguilar, *op.cit.*).

De acuerdo a sus características litológicas y su contenido faunístico (Aguilar, *op.cit.*), esta formación representa el depósito en ambientes neríticos.

Formación Tamaulipas Superior

La Formación Tamaulipas Superior se encuentra litológicamente constituida por calizas de estratificación media a gruesa de color gris oscuro con abundantes estilolitas paralelas a la estratificación con escaso pedernal negro en nódulos, que hacia la parte superior se vuelve más abundante (Hernández, *et al op.cit.*).

La distribución de esta formación en la plataforma Valles San Luis Potosí, es amplia reportándose en numerosos afloramientos localizados en la porción oriental y noroccidental principalmente (Hernández, *et al op.cit.*).

El espesor que presenta esta formación en superficie varía de 55 a 379m. También se han calculado espesores de 320m. con base en construcciones de secciones estructurales (Hernández, *et al op.cit.*).

El contenido microfaunístico y las relaciones estratigráficas (Collado, *op.cit.*), la sitúan en una edad de Albiano - Cenomaniano.

Las relaciones estratigráficas más comunes de la Formación Tamaulipas Superior son las observadas en la porción oriental de la plataforma (Hernández, *et al op.cit.*) desacansando concordantemente en la formación Otates y sobreyacida concordantemente también por la Formación Agua Nueva.

Se considera que esta formación fue depositada en ambientes de mar abierto (Collado, *op.cit.*), lejos de la influencia de áreas emergidas.

Formación Indidura

Esta formación se encuentra constituida por una alternancia de calizas arcillosas y lutitas calcáreas en estratos delgados a medios y areniscas arcillosas y limolitas en menor proporción (Farias, 1984).

La distribución de esta formación dentro de la Plataforma Valles San Luis Potosí se limita a la porción occidental y noroccidental de la misma (Hernández, *et al op.cit.*).

Los espesores de esta formación varían de 54 a 420m..(Farias, *op.cit.*)

Con base a su contenido faunístico y su posición estratigráfica se infiere una edad de Turoniano (Est.Geotec, *op.cit.*). Tardy *et al* (1975) la sitúan en el Cenomaniano inferior.

La Formación Indidura descansa concordantemente sobre la Formación Cuesta del Cura. El contacto superior con la Formación Caracol es transicional y concordante (Est.Geotec, *op.cit.*).

Esta unidad se depositó en ambientes muy variados, desde litorales a profundos y es el resultado de un relleno sedimentario tipo flysch de las depresiones originadas durante una fase pretectónica (Est.Geotec, *op.cit.*).

Formación Soyatal

Se caracteriza por una alternancia de lutitas calcáreas, margas y calizas arcillosas en estratos delgados. Se presentan también niveles calcáreos bioclasticos, calizas conglomeráticas y bloques calcáreos con microfósiles.

La distribución de esta formación se limita hacia la porción suroccidente de la Plataforma Valles San Luis Potosí.(figura I.1)

Los espesores completos reportados para esta formación varían de 114 a 480m (Betanzos, 1983).

De acuerdo a su contenido faunístico se infiere una edad del Turoniano, sin embargo algunos autores la consideran como Turoniano-Santoniano (Betanzos, *op.cit.*) y Turoniano-Campaniano (Carrillo y Suter, 1982). Hermoso de la T. (*op. cit.*) reporta una fauna planctónica con edades de Turoniano a Campaniano-Maestrichtiano.

En la región de Jalpan Qro., se reporta a la Formación Soyatal descansando sobre la Formación El Abra (Betanzos, *op. cit.*)

El contacto superior de la Formación Soyatal es concordante y transicional con la Formación Mezcala.

Sedimentológicamente la Formación Soyatal representa una secuencia tipo flysch (Betanzos, *op.cit.*).

Formación Caracol

La Formación Caracol está constituida por una alternancia rítmica de areniscas, areniscas calcáreas, limolitas y lutitas, con menor proporción de margas y calizas arcillosas, (Farias, *op.cit.*).

La distribución de la Formación Caracol se restringe a la porción noroccidental y occidental de la plataforma Valles San Luis Potosí (Hernández, *et al op.cit.*).

Los espesores reportados para esta formación son incompletos por corresponder su cima a una superficie erosionada. Se reportan espesores que van de los 166 a 695m. (GEOCA, 1984)

La edad asignada a esta unidad con base a su contenido fosilífero, así como a sus relaciones estratigráficas, es del Coniaciano-Maastrichtiano (Farias, *op.cit.*), sin embargo Aguilar, (*op.cit.*) considera que el depósito de esta formación inició desde el turoniano, siendo más antigua en el occidente y más joven hacia el oriente.

Generalmente, la Formación Caracol se halla descansando normal y transicionalmente sobre la formaciones Indidura y Soyatal. Su contacto superior no se observa por estar erosionado (Farias, *op.cit.*).

Dadas las características litológicas y microfaunísticas, esta formación fue depositada en ambientes marinos regresivos. La fuente de suministro debió provenir de áreas levantadas localizadas al Oeste de la Plataforma Valles San Luis Potosí (figura I.1.) (Farias., *op.cit.*).

CAPÍTULO III

ASPECTOS REOLOGICOS Y PROPIEDADES FÍSICAS DEL YESO Y LA ANHIDRITA

La mecánica de emplazamiento de las estructuras evaporíticas que se pretende caracterizar en este estudio, debe considerar en principio las características físicas y la reología del yeso y la anhidrita. Es importante tener antecedentes de la respuesta mecánica a determinadas profundidades de las evaporitas, la relación de tal respuesta mecánica con la temperatura y el contraste reológico de las evaporitas con otros tipos de rocas, especialmente con los carbonatos. De esta manera, en este capítulo se presentan las principales características de estos dos minerales.

III.1 PROPIEDADES FÍSICAS DEL YESO

III.1.2 Composición química

El yeso es un sulfato de calcio hidratado ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), su composición química está representada por un 46.6% de trióxido de azufre, 32.5% de calcio y 20.9% de agua. Es un mineral perteneciente al grupo de las evaporitas, por mucho es convertido a partir de la hidratación de la anhidrita..

III.1.3 Características petrográficas

El yeso es incoloro en sección delgada, cristaliza en el sistema monoclinico con clivaje en 010 (figura III.1). Presenta índices de refracción bajos de 1.530, 1.523 y 1.520, así como baja birrefringencia (0.007 a 0.010).

En general presenta una densidad alrededor de 2.32

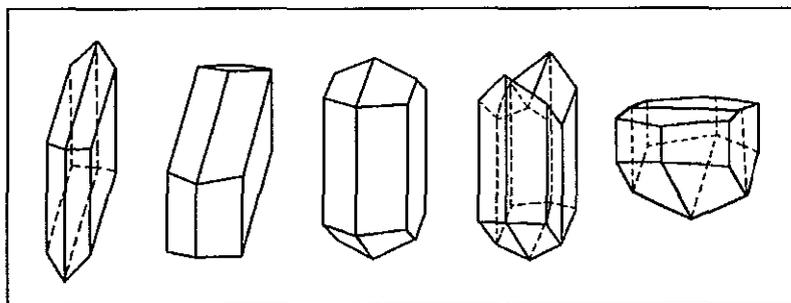


Fig. III.1 Sistema de cristalización monoclinico del yeso (Dana, 1969)

III.2 PROPIEDADES FÍSICAS DE LA ANHIDRITA

III.2.1 Composición química

La anhidrita es un sulfato de calcio anhidro (CaSO_4) cuya composición química está representada por 58.8 % de trióxido de azufre y 41.2% de calcio.

La estructura atómica muestra una simetría ortorrómbica (figura III.2) que es pseudo tetragonal en la dirección del eje b.

III.2.2 Características petrográficas.

En sección delgada la anhidrita es incolora, con clivaje pinacoidal en 001, 010, y 100, presenta índices de refracción de 1.614, 1.575 y 1.570.

En general presenta una densidad alrededor de 2.93

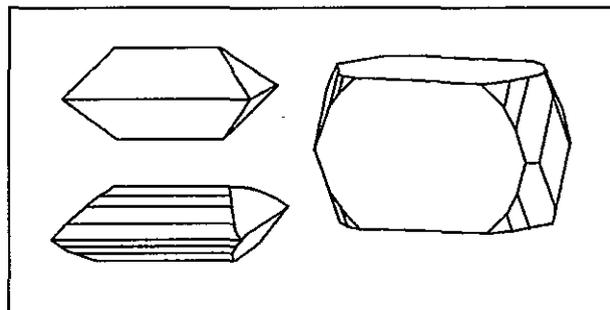


Fig. III.2 Sistema de cristalización ortorrómbico de la anhidrita (Dana, 1969)

III.3 ASPECTOS REOLÓGICOS DEL YESO Y LA ANHIDRITA

Las evaporitas en general son mucho más dúctiles que cualquier otro tipo de roca incluyendo a las lutitas. En ausencia de la sal, la anhidrita es la evaporita el material más abundante, ya que el yeso no es estable a profundidad y, en particular, este último no existiría bajo las condiciones tectónicas comunes de niveles de despegue. El comportamiento dúctil de la anhidrita, junto con otras rocas evaporíticas como la sal, produce importantes niveles de despegue en diversas situaciones geológicas aún a temperaturas relativamente bajas.

Aunque como se mencionó arriba, la anhidrita es dúctil a temperaturas relativamente bajas, no lo es tanto como la sal, esta última es de 1 a 2 veces más dúctil que la primera (Davis & Engelder, 1985). Muller et al (1981) encontraron que la anhidrita de grano fino de la Montañas Jura en suiza, es dúctil a temperaturas de 100°C en rangos de presión de <10 Mpa. (figura III.3). La anhidrita alcanza su transición dúctil-quebradiza a profundidades aproximadas de 2.5 km., mientras tanto, la sal para rangos de deformación razonables típicamente alcanza esa transición a profundidades menores a 1 km y necesita <1 Mpa para alcanzar su transición de cizalla (figura III.3)

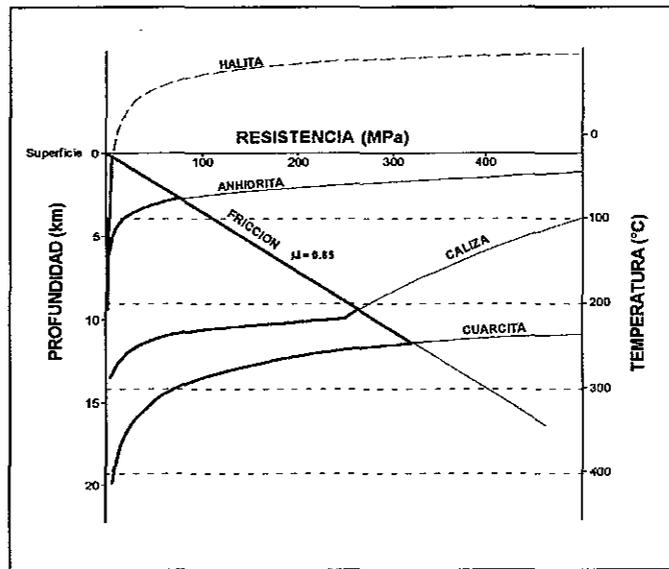


Fig. III.3 Comportamiento reológico de algunas tipos de rocas en función de la temperatura y profundidad (Davis & Engelder, 1985). El coeficiente de fricción $\mu = 0.85$ corresponde a la mayoría de las rocas de la corteza (Byerlee 1978)

CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN DE LA CINEMÁTICA INTERNA DE LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ

El análisis cinemático de las rocas evaporíticas que se expone en este capítulo, representa una de las partes substanciales de este trabajo, aquí, se estudian a detalle las estructuras y microestructuras desarrolladas por el comportamiento cinemático interno de la Formación Guaxcamá.

Mediante una serie de observaciones realizadas en campo y en microscopio, se identificaron diferentes grados de deformación que afectaron a esa formación evaporítica.

La morfología desarrollada por los minerales del yeso y anhidrita marcó la pauta para subdividir a las evaporitas en diferentes niveles de atendiendo a su grado de deformación. La ubicación espacial de estos niveles dentro de la unidad litológica, fue determinante para definir el mecanismo de emplazamiento de la Formación Guaxcamá entre las unidades circundantes.

IV.1 CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN

IV.1.1 Estructuras desarrolladas por la cinemática interna del cuerpo evaporítico

Durante las verificaciones de campo se encontraron estructuras y microestructuras propias de una deformación halotectónica. La presencia de estas estructuras demuestra que la deformación dentro de esta unidad no es caótica, como comúnmente se piensa, sino que, está bien organizada y es consistente con una deformación horizontal progresiva de cizalla. Situaciones similares se han reportado en Turquía (Marcoux *et al*, 1987), en el estado de Georgia, U.S.A. (Hooper & Hatcher, 1988), en Nueva Escocia, Canada (Mawer & White, 1987), en los Alpes Italianos (Helman & Schreiber, 1983), al sur de los Alpes franceses (Malavielle & Ritz, 1989), entre otros.

Las estructuras encontradas son las siguientes:

Eses sigmoidales. Son elementos geométricos que se caracterizan por presentar una distorsión en forma de “s”, presentan dos brazos que indican la dirección y el sentido del eje de acortamiento a que estuvieron sometidos. Se desarrollan como respuesta a un empuje compresivo en sentido horizontal (Marcoux *et al*, *op. cit*; Passchier & Simpson, 1986; Bjornerud, 1989; Hooper & Hatcher, *op.cit.*). Para el caso de la Formación Guaxcamá, estos brazos indican una dirección Suroeste-Noreste (Lámina IV.1a).

Movimiento capa a capa. Este tipo de movimiento se presenta cuando un cuerpo litológico es sometido a un esfuerzo compresivo. Las estructuras desarrolladas características en estas situaciones son los relices de falla o estrías, que evidencian un fallamiento inverso de estos dos elementos (Mawer & White, *op. cit.*; Marcoux *et al*, *op. cit.*; Cobold & Gapais, 1987). Para el caso de la Formación Guaxcamá se encontraron estrías en las superficies de algunos estratos, evidenciando fallamiento inverso (Lámina IV.1b).

Sombras de presión. Este tipo de estructuras se caracteriza por presentar un fragmento de litología, con geometría de “dos colas” definida, contenida dentro de otra de naturaleza diferente. Esta geometría se desarrolla alrededor de objetos rígidos e indican el sentido de la cizalla y, la magnitud local del esfuerzo (Malavielle & Ritz, 1989; Mawer & White, *op. cit.*; Bjornerud, *op. cit.*). Para el caso de la Formación Guaxcamá esta estructura se desarrolló por la presencia de dolomías y calizas englobadas por yesos. Para la Formación Guaxcamá estos elementos indican una dirección Suroeste-Noreste (Lámina IV.1c). Al microscopio petrográfico también se observó este tipo de estructuras (Lámina IV.1d).

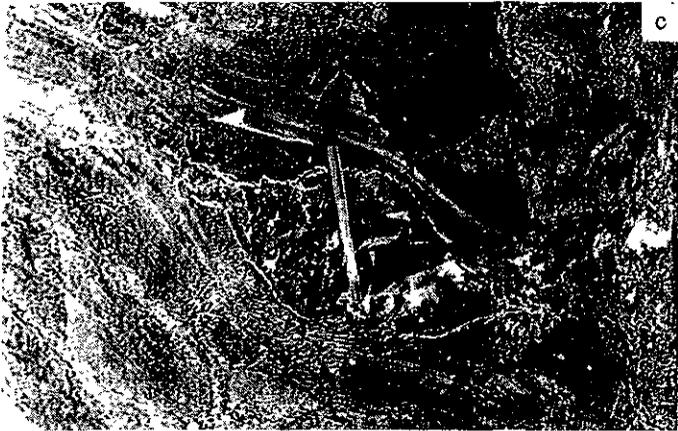
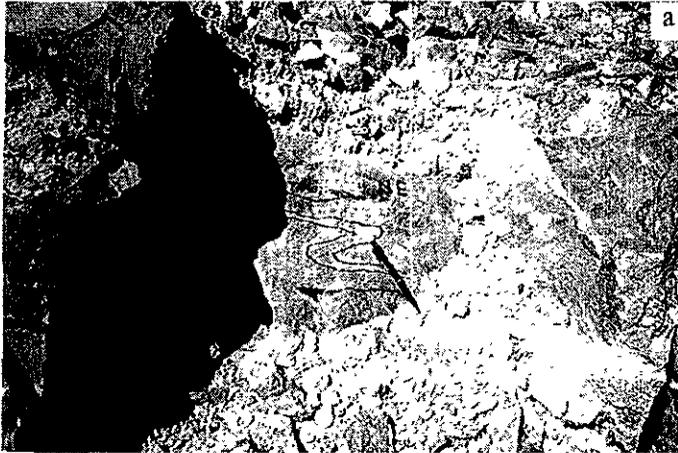
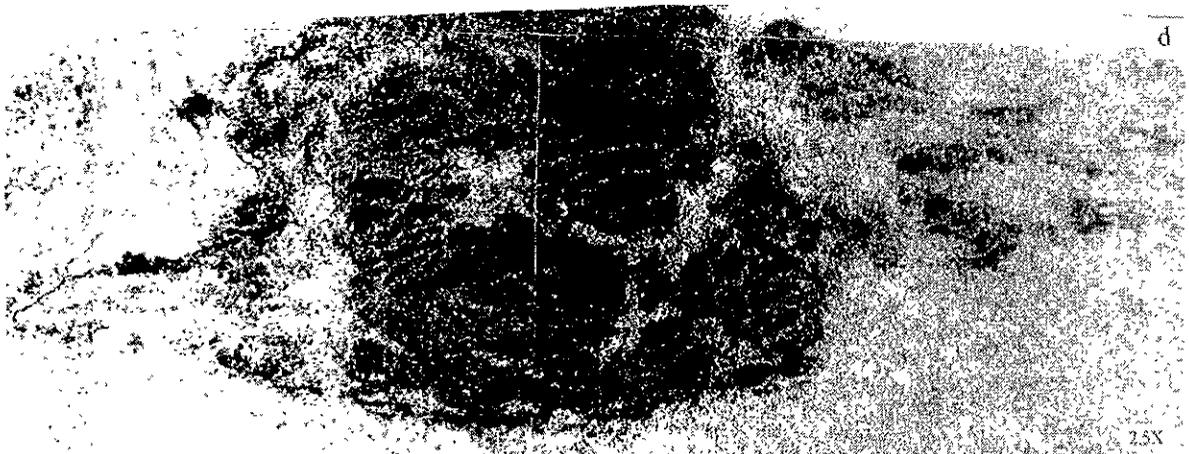


Lámina IV.1

Estructuras desarrolladas dentro de los yesos de la Formación Guaxcamá evidenciando un transporte tectónico en sentido horizontal.

- a) "Ese" sigmoidal.
- b) Deslizamiento capa a capa.
- c) Sombra de presión (la flecha indica hacia el NE).
- d) Imagen al microscopio petrográfico de un fragmento de dolomía desarrollando una estructura de sombra de presión.



IV.2 GRADOS DE DEFORMACIÓN IDENTIFICADOS EN LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ

A partir del estudio detallado de campo y el análisis al microscopio de especímenes litológicos, fueron identificados diferentes grados de deformación presentes en la Formación Guaxcamá.

El estudio de campo consistió en el levantamiento de datos estructurales, rumbo e inclinación de estratos (Tabla IV.1), y la recolección sistemática de especímenes litológicos atendiendo al grado de deformación a nivel de afloramiento observable. Las localidades seleccionadas (figura I.1), de acuerdo a la calidad de exposición del afloramiento, y su accesibilidad, fueron el anticlinal Santo Domingo, que es el mejor y el más extenso, y el área de la mina a cielo abierto Guaxcamá.

Las muestras fueron posteriormente estudiadas al microscopio petrográfico y al microscopio electrónico de barrido, con la finalidad de observar la morfología desarrollada por los cristales y su disposición textural. Se agruparon también en sectores los datos de dirección de inclinación de los estratos, y se observó su comportamiento en estereofalsillas con el propósito de apreciar la correspondencia con los análisis microscópicos (figura IV.1).

En la mina Guaxcamá (figura I.1) se observó una disposición de rumbos e inclinación de estratos hacia todas direcciones, el intenso grado de deformación en esta localidad es muy notorio (Tabla IV.1).

En el núcleo del anticlinal Santo Domingo (figura I.1), sitio en donde se localiza el pozo Guaxcamá-1, se realizaron una serie de caminamientos en forma ascendente estratigráficamente, con el fin de observar los cambios en intensidad de deformación. En la parte media-baja del anticlinal se apreció una deformación menos intensa al reconocido en la mina Guaxcamá (Tabla IV.1), conteniendo intercalaciones de calizas con geometría en “boudinage”. Para la parte media-alta de la estructura se observó una zona sin deformación

Localidad	Rbo del echado	Echado	Localidad	Rbo del echado	Echado
Mina Guaxcamá	SE 10	35	Mina Guaxcamá	NE 75	63
Mina Guaxcamá	SW 10	30	Mina Guaxcamá	SE 60	40
Mina Guaxcamá	NW 25	23	Mina Guaxcamá	NE 15	45
Mina Guaxcamá	SW 15	65	Mina Guaxcamá	E	25
Mina Guaxcamá	SE 40	25	Mina Guaxcamá	SE 40	50
Mina Guaxcamá	NE 45	40	Mina Guaxcamá	NW 55	40
Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NE 80	40	Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NE 82	49
Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NW 25	25	Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NE 76	58
Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NE 48	32	Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NW 56	58
Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NE 72	38	Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NW 78	55
Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NW 30	49	Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NE 33	77
Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NE 49	20	Anticlinal Santo Domingo (parte media-baja)	NW 48	29
Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 45	10	Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 48	07
Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 40	15	Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 50	13
Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 39	07	Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 49	12
Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 41	09	Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 50	08
Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 46	11	Anticlinal Santo Domingo (parte media-alta)	NE 45	09
Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	SW 82	78	Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	NW 38	49
Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	NW 05	40	Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	NE 29	39
Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	SW 37	28	Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	SE 38	30
Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	SE 56	10	Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	SW 09	80
Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	NE 59	28	Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	SE 78	20
Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	SW 39	38	Anticlinal Santo Domingo (parte alta)	NW 48	38

Tabla IV.1 Datos estructurales tomados en la mina Guaxcamá y anticlinal Santo Domingo

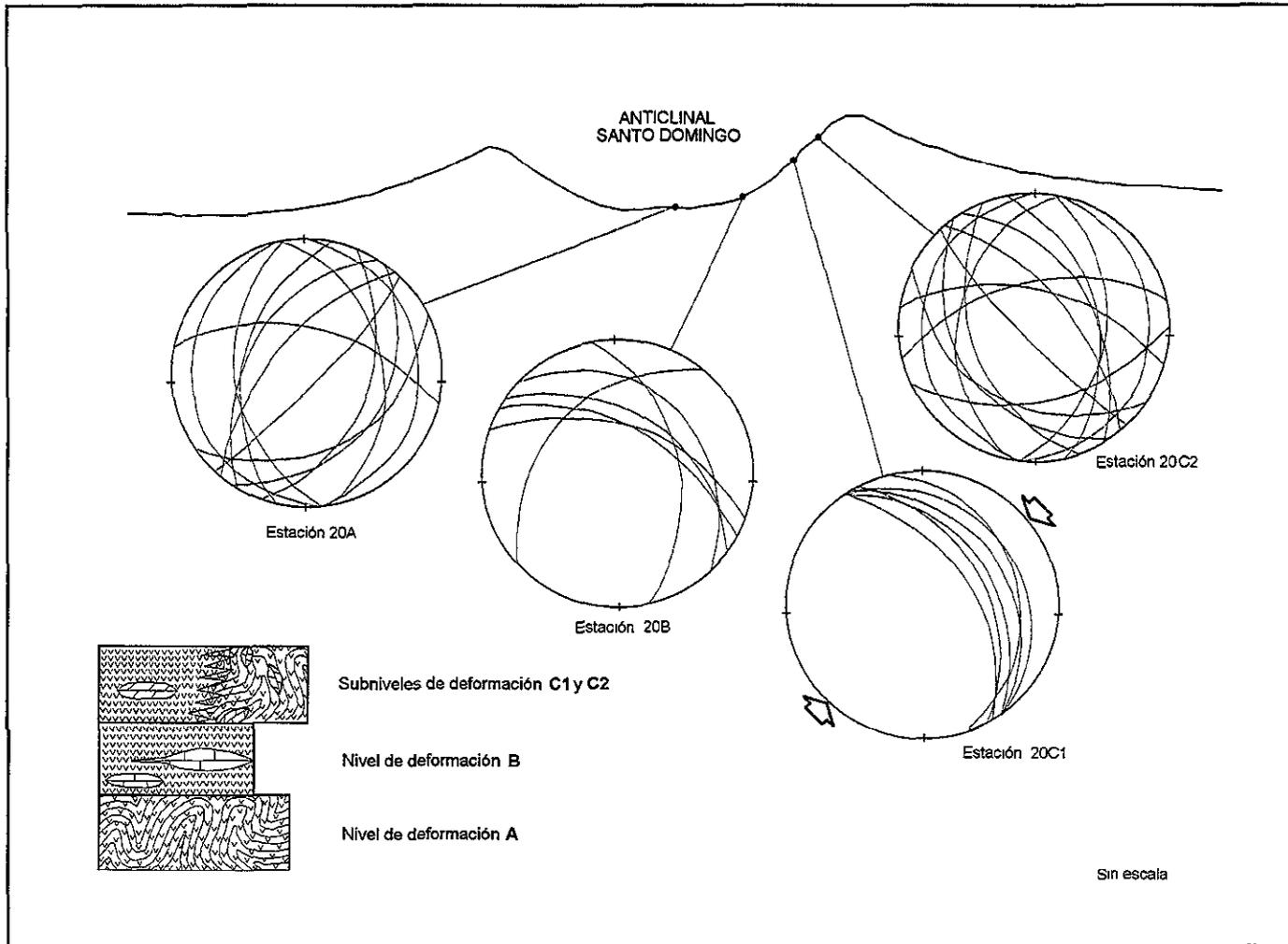


Fig. IV.1 Diagrama esquemático mostrando los distintos niveles de deformación identificados en la Formación Guaxcamá

aparente (Tabla IV.1), los estratos mostraban poca distorsión. Esta zona presenta una intercalación de dolomías también con geometría en “boudinage”. En la parte alta del anticlinal se presenta nuevamente una marcada distorsión en cuanto a la disposición de los estratos, (Tabla IV.1). En este sitio se tiene una intercalación de dolomías con geometría en “boudinage”.

IV.2.1 Niveles de deformación

Mediante los estudios de campo y los análisis al microscopio se reconocieron diferentes grados de deformación impresos en los cristales de yesos, permitiendo subdividir a la Formación Guaxcamá de una manera cualitativa en distintos niveles de deformación.

Nivel de deformación A Este nivel se encuentra en la base de la secuencia expuesta en el anticlinal Santo Domingo y en la mina Guaxcamá, se caracteriza por presentar intensa deformación (lámina IV.2a y IV.2b), el análisis microestructural exhibe en la estereofalsilla la disposición de los planos de estratificación en todas direcciones (figura IV.1). El examen al microscopio petrográfico muestra una orientación preferencial de los cristales del yeso (lámina IV.2c). Al microscopio electrónico de barrido se observa desarrollo de clivaje (lámina IV.2d y IV.2e).

Nivel de deformación B Este nivel se caracteriza por presentar una deformación menos intensa que el nivel A (lámina IV.3a). Los estratos son gruesos con planos de estratificación que exhiben una tendencia hacia el NE (figura IV.1), y contienen fragmentos intercalados de calizas con geometría en “boudinage” (lámina IV.3b).

Al microscopio petrográfico los minerales de yeso se encuentran alineados en una forma subpreferencial, es decir, se puede observar aún un cierto paralelismo englobado por el desarrollo caótico del mismo mineral (lámina IV.3c). Al microscopio electrónico de barrido se aprecian claramente algunos remanentes de esos minerales de yeso alineados (lámina IV.3d y IV.3e).

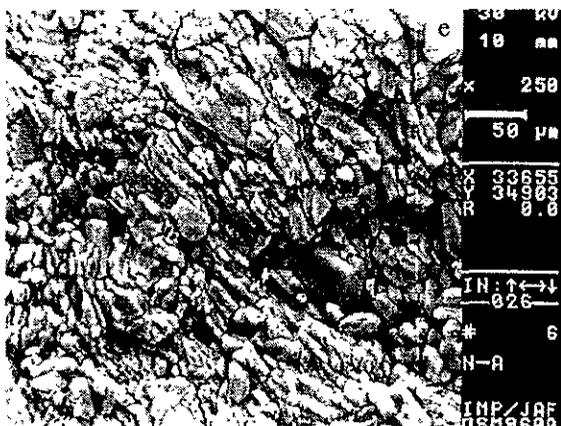
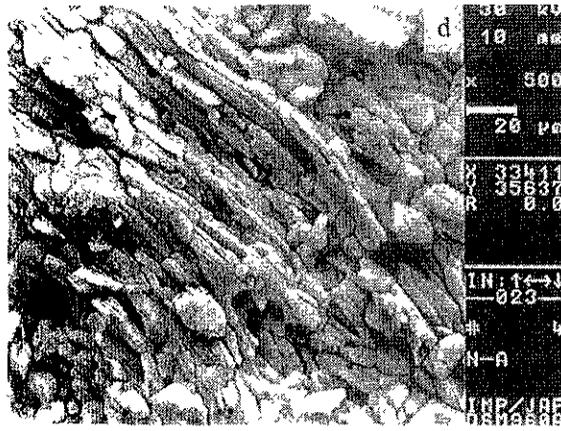
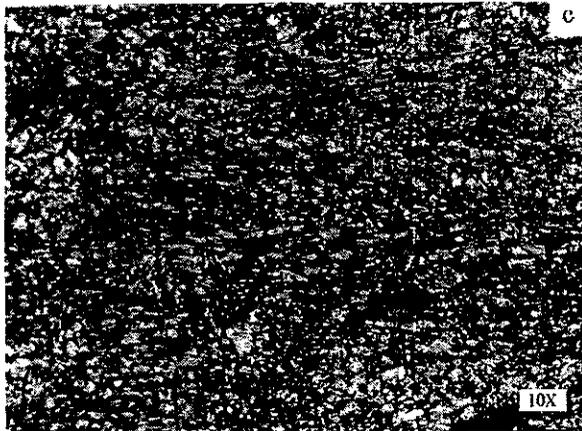
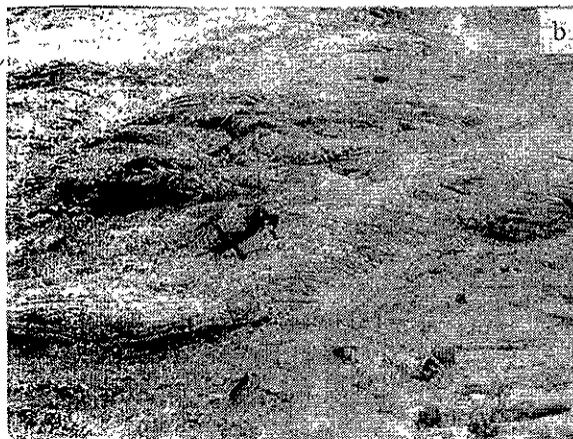


Lámina IV.2

Nivel de deformación A

- a) Afloramiento de los yesos de la Formación Guaxcamá exhibiendo intensa deformación.
- b) Vista horizontal del afloramiento mostrando los planos de estratificación dispuestos en todas direcciones.
- c) Imagen al microscopio petrográfico. Obsérvese la lineación preferencial que exhiben los cristales.
- d y e) Imágenes al microscopio electrónico de barrido. Nótese el tamaño de los cristales y el desarrollo de clivaje

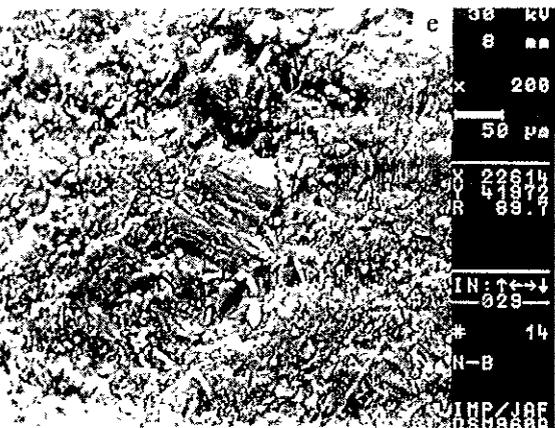
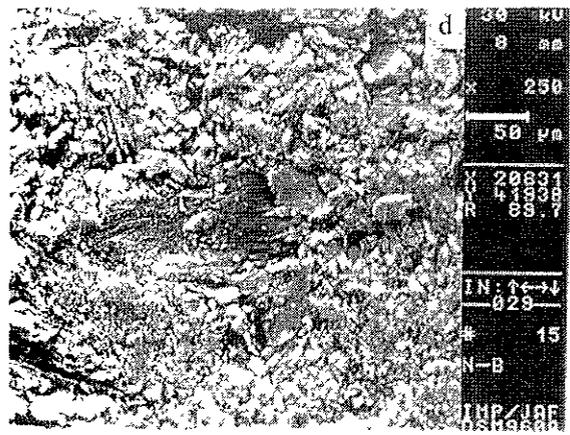
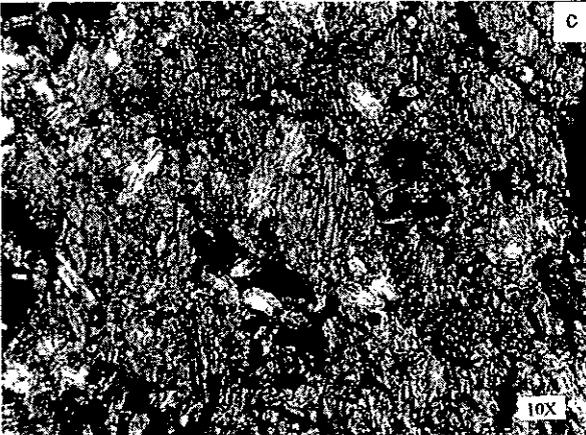
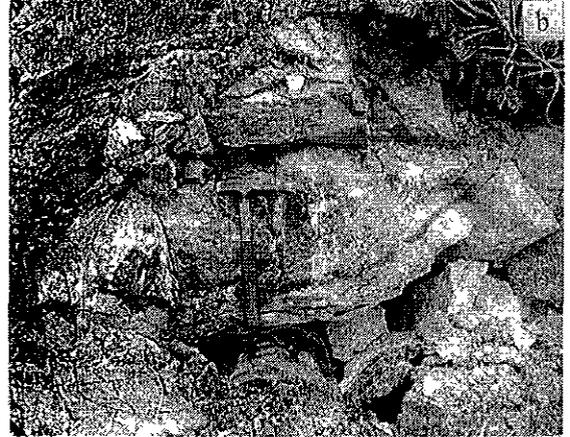


Lámina IV.3

Nivel de deformación B

- a) Afloramiento de los yesos de la Formación Guaxcamá exhibiendo deformación somera.
- b) Fragmento de caliza con geometría en "boudinage" contenida dentro de este nivel.
- c) Imagen al microscopio petrográfico. Obsérvese el tamaño de los cristales y su lineación sub-preferencial.
- d y e) Imágenes al microscopio electrónico de barrido. Obsérvese los relictos de la lineación de los cristales.

Nivel de deformación C Este nivel es el superior y se localiza subyacente a las calizas de la Formación El Abra. Por la posición con respecto a estas calizas, y el contraste reológico que existe entre las mismas evaporitas, este nivel se subdividió en *subnivel de deformación C1* y *subnivel de deformación C2*.

Subnivel de deformación C1 Este subnivel carece de deformación, sus estratos están dispuestos en posición casi horizontal (lámina IV.4a) y en algunos puntos dentro del mismo subnivel presentan una inclinación en una dirección franca hacia el NE (figura IV.1). Exhibe fragmentos de dolomías con geometría en “boudinage” (lámina IV.4b). El análisis al microscopio petrográfico muestra los cristales del yeso con poca a nula alteración en su morfología (lámina IV.4c). Al microscopio electrónico de barrido se aprecia la cristalización común del yeso en los minerales de este subnivel (lámina IV.4d y IV.4e).

Subnivel de deformación C2 Este subnivel a diferencia del anterior, exhibe intensa deformación en los afloramientos (lámina IV.5a), presenta además abundantes fragmentos de dolomías con geometría en “boudinage” (lámina IV.5b). Estos fragmentos se presentan fuertemente fracturados (con material evaporítico precipitado), reflejando el contraste reológico entre estas dos litologías.

El análisis al microscopio petrográfico refleja una orientación preferencial de los cristales (lámina IV.5c) y al microscopio electrónico de barrido se puede apreciar el desarrollo de clivaje, reflejando el intenso tectonismo al que fueron sometidos (lámina IV.5d y IV.5e).

El *subnivel C2* exhibe también fuertes plegamientos localizados (lámina IV.5b), en el área de la mina de Nuñez, localizada aproximadamente a 48 km al NW de la mina Guaxcamá, en un principio se pensó que representaba un intenso tectonismo homogéneo en toda la formación. (Valencia *op. cit.*), sin embargo, en este estudio, mediante el análisis detallado, se observó que tales plegamientos se encuentran únicamente adyacentes a los fragmentos de dolomías, manifestando de esta manera un movimiento de rotación de estos fragmentos durante el transporte tectónico.

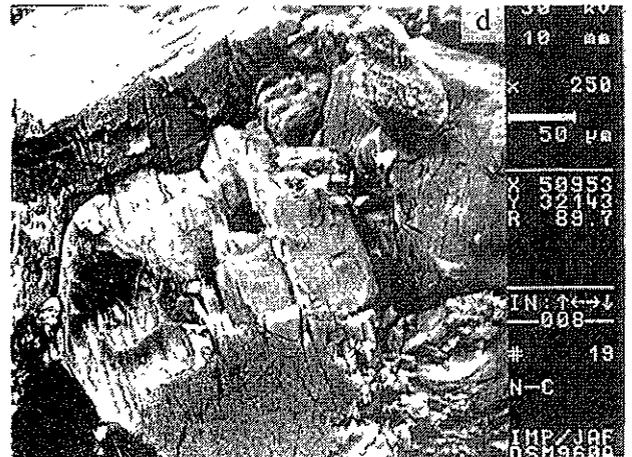
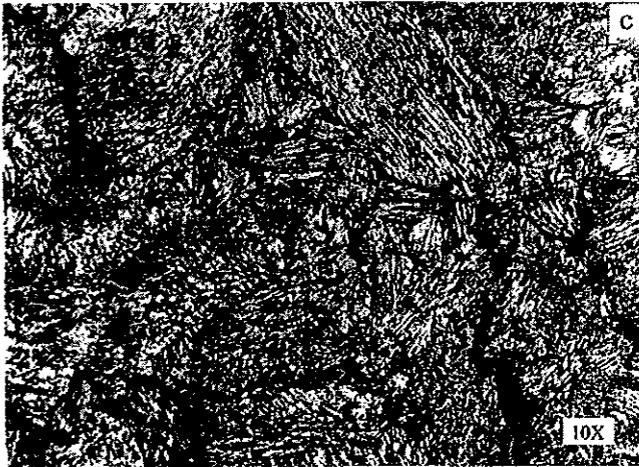


Lámina IV.4

Subnivel de deformación C1

- a) Afloramiento de yesos de la Formación Guaxcamá sensiblemente horizontales.
- b) Fragmento de dolomía con geometría en "boudinage" dentro de la Formación Guaxcamá.
- c) Imagen al microscopio petrográfico. Nótese la geometría euhedral de los cristales.
- d y e) Imágenes el microscopio electrónico de barrido. Obsérvese la geometría bien definida y el tamaño de los cristales.

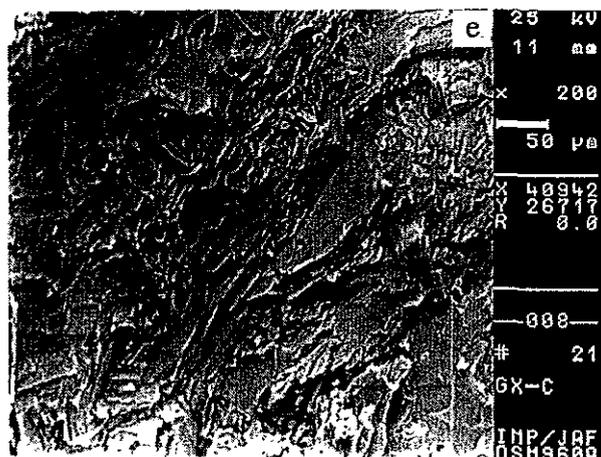
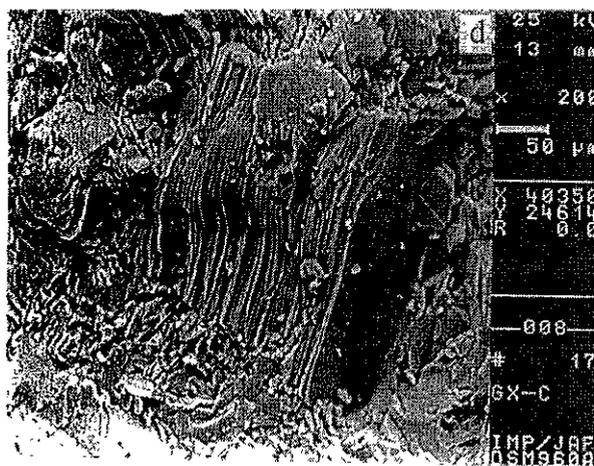
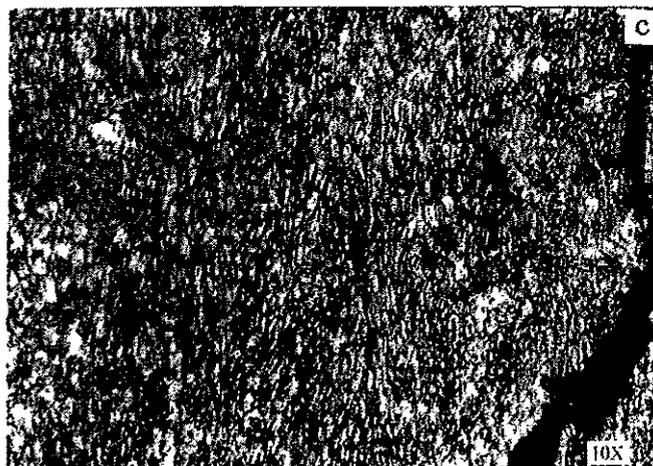


Lámina IV.5

Subnivel de deformación C2

- a) Afloramiento de yesos de la Formación Guacamá intensamente deformados.
- b) Fragmentos de dolomías con geometría en "boudinage" dentro de las evaporitas de la Formación Guacamá.
- c) Imagen al microscopio petrográfico. Obsérvese la dirección preferencial que presentan los cristales.
- d y e) Imágenes al microscopio electrónico de barrido. Nótese el desarrollo de clivaje en los cristales de yeso.

IV.3 COMPORTAMIENTO MECANICO DE LOS MATERIALES INTERCALADOS EN LA FORMACIÓN GUAXCAMA

Normalmente cuando una columna evaporítica se encuentra sobreyacida por un conjunto de rocas (por ejemplo calizas), por la simple diferencia de densidades, las evaporitas (Capítulo III) tenderán a ascender para ajustar esa diferencia litostática (Lachmann, R.1911 *in* Richter-Bernburg, 1987).

Para que tenga lugar un proceso de fluidez de evaporitas -especialmente sal-, Trusheim (*op.cit.*) menciona que de acuerdo a las observaciones realizadas en la Cuenca Zechtein en Alemania, es necesario tener una carga litostática de al menos 1000 m de sedimentos sobreyaciendo a estratos de sal de un espesor mínimo de 300 m. Si lo anterior se cumple es de esperarse la ocurrencia de estructuras típicas generadas por procesos halocinéticos.

De acuerdo a la columna que reporta el pozo Guaxcamá-1, las evaporitas de la Formación Guaxcamá, al menos para el sector del anticlinal Santo Domingo, presentan intercaladas estratos gruesos de calizas y areniscas, el porcentaje que representan estas intercalaciones (figura IV.2) dentro de la columna son los siguientes. Evaporitas 34%, calizas 60% y el 6% restante lo representan las areniscas.

De acuerdo a lo mencionado por Trusheim (*op. cit*), para que tenga lugar un fenómeno de halocinesis es necesario una carga litostática con un espesor tres veces más grande sobre sedimentos evaporíticos. De esta manera, para el caso de la Formación Guaxcamá, es muy probable que sus intercalaciones de calizas pudieron haberle dado una cierta “consistencia” evitando de esta manera una posible fluidez de los sedimentos por fenómenos halocinéticos (figura IV.2).

POZO GUAXCAMA - 1

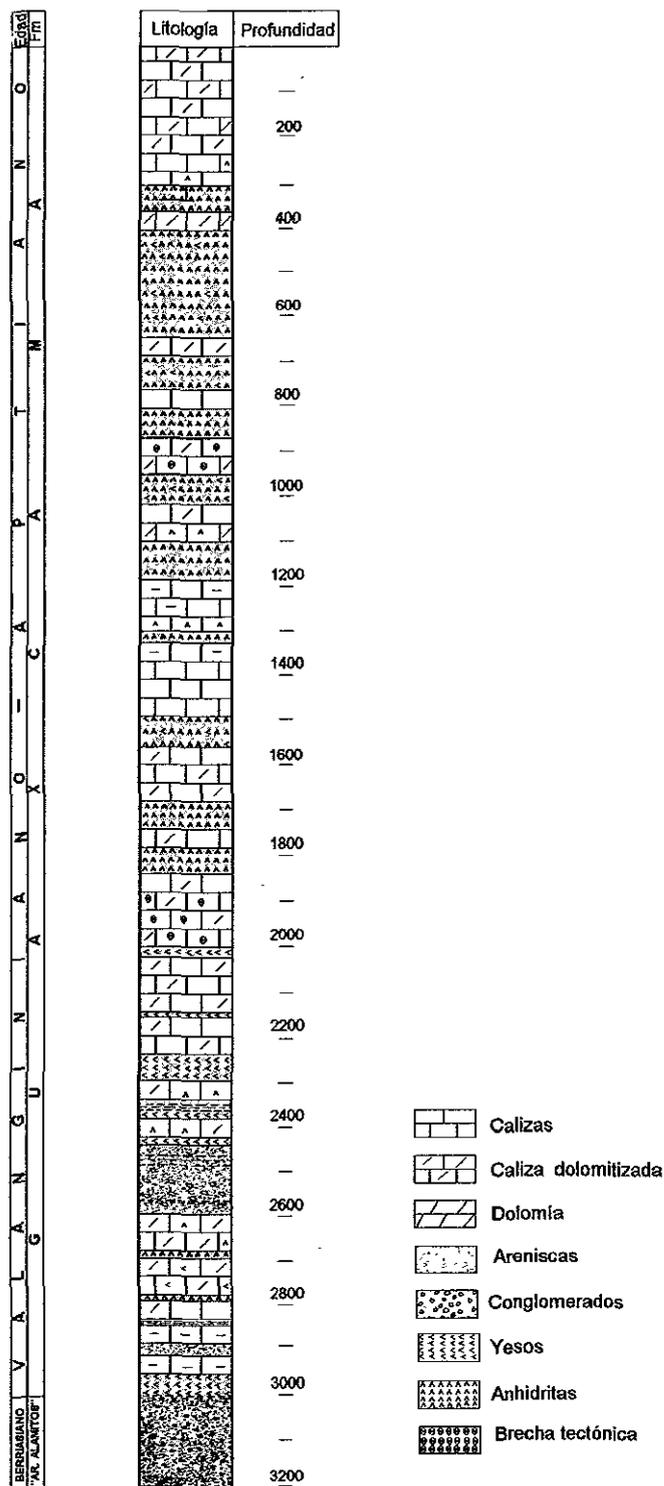


Fig. IV.2 Proporción de evaporitas y material "consistente" dentro de la Formación Guaxcamá
Evaporitas 34%, calizas y dolomías 60%, terrígenos 6%

IV.4 DISCUSIÓN

El reconocimiento de texturas y microestructuras en la Formación Guaxcamá tales como sombras de presión, “eses” sigmoidales, deslizamientos capa a capa y fragmentos de caliza y dolomía con geometría en “boudinage”, propias de un estilo por compresión horizontal (Marcoux *et al*, *op.cit*; Hooper & Hatcher, *op.cit.*; Mawer & White, *op.cit.*; Helman & Schreiber, *op.cit.*; Passchier & Simpson, *op.cit.*; Bjornerud, *op.cit.*; Cobold & Gapais, *op.cit.*; Malavielle & Ritz *op. cit.*), permite situar el mecanismo de emplazamiento de las estructuras de esta formación por compresión halotectónica.

Un estilo de deformación por compresión horizontal implica la actividad de fallas que desarrollan ciertos rasgos a lo largo de su plano. En una secuencia que contiene material evaporítico, estos rasgos quedan impresos en las rocas durante la actividad del proceso de cizalla.

De acuerdo a las observaciones realizadas durante los estudios de campo, los rasgos que presentan los distintos grados de deformación que afectaron a la Formación Guaxcamá se relacionan a zonas de cizalla asociadas a una compresión tectónica horizontal. El *nivel de deformación A*, el más deformado, de acuerdo a la morfología que desarrollaron sus cristales está estrechamente relacionado con la actividad de un fallamiento. El *nivel de deformación B* que sobreyace al anterior, presenta una deformación menos intensa, y por su posición estuvo alejada de la influencia de la falla que generó el nivel A, y por ende se encuentra ligeramente afectado. El *subnivel de deformación C2*, que presenta cristales alargados y con desarrollo de clivaje, se produjo también en una zona de cizalla influenciada ésta por las suprayacentes calizas El Abra. El *subnivel de deformación C1* localizado adyacente al subnivel C2, mediante algún mecanismo asociado a la tectónica compresiva horizontal no sufrió deformación.

El reconocimiento de los distintos niveles de deformación dentro de la unidad permitió identificar los sitios (Capítulo V), en donde se ubican las rampas y niveles (“flats”), que durante el transporte tectónico facilitaron el desarrollo de las estructuras (plegamientos) presentes en el área de estudio.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS TECTÓNICO-ESTRUCTURAL

Una vez definido el mecanismo de emplazamiento de las evaporitas de la Formación Guaxcamá realizado en el capítulo IV, se construyeron dos secciones estructurales representativas del estilo de deformación y patrones estructurales que existen en el área.

Las secciones estructurales fueron elaboradas con la base topográfica de las hojas INEGI manteniendo la escala vertical y horizontal (1:50,000) en una relación 1:1, con el fin de observar en lo posible la geometría real de las estructuras.

La interpretación de las secciones se basó en: a) las observaciones realizadas durante las visitas de campo y la recolección de datos microestructurales, b) en la información que proporcionaron los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1 relativo a los diferentes niveles de cizalla (figura V.1) y c) en la identificación de los distintos niveles de deformación que afectaron a la Formación Guaxcamá.

El trazo de las secciones estructurales se estableció tomando en consideración los mejores y más extensos afloramientos de la Formación Guaxcamá, procurando un ángulo recto entre la línea de sección y el eje de las estructuras, con la finalidad de obtener cálculos de acortamiento más apegados a la realidad (Copper, 1983).

La construcción de las secciones se realizó considerando que existe deformación plana ("plain strain") asumiendo que las secciones son paralelas a una sola dirección de transporte tectónico y que por lo tanto existe una conservación de masas por este concepto en el plano de la sección (Bally *et al.*, 1966; Dahlstrom, 1969, 1970). También se considera aquí que el espesor de las unidades es constante.

Con el fin de asegurar dentro de lo posible que las secciones estructurales construidas son representaciones correctas de la realidad, se siguió la técnica bien establecida del balanceo estructural (Bally *et al. op. cit.*; Dahlstrom, *op.cit.*; Hossack, 1979, Elliot & Johnson, 1980; Price, 1981; Suppe, 1983; Jamison, 1987; Mitra and Boyer, 1986; Mitra, 1986; Woodward *et al.*, 1989; Mitra and Namson, 1989)

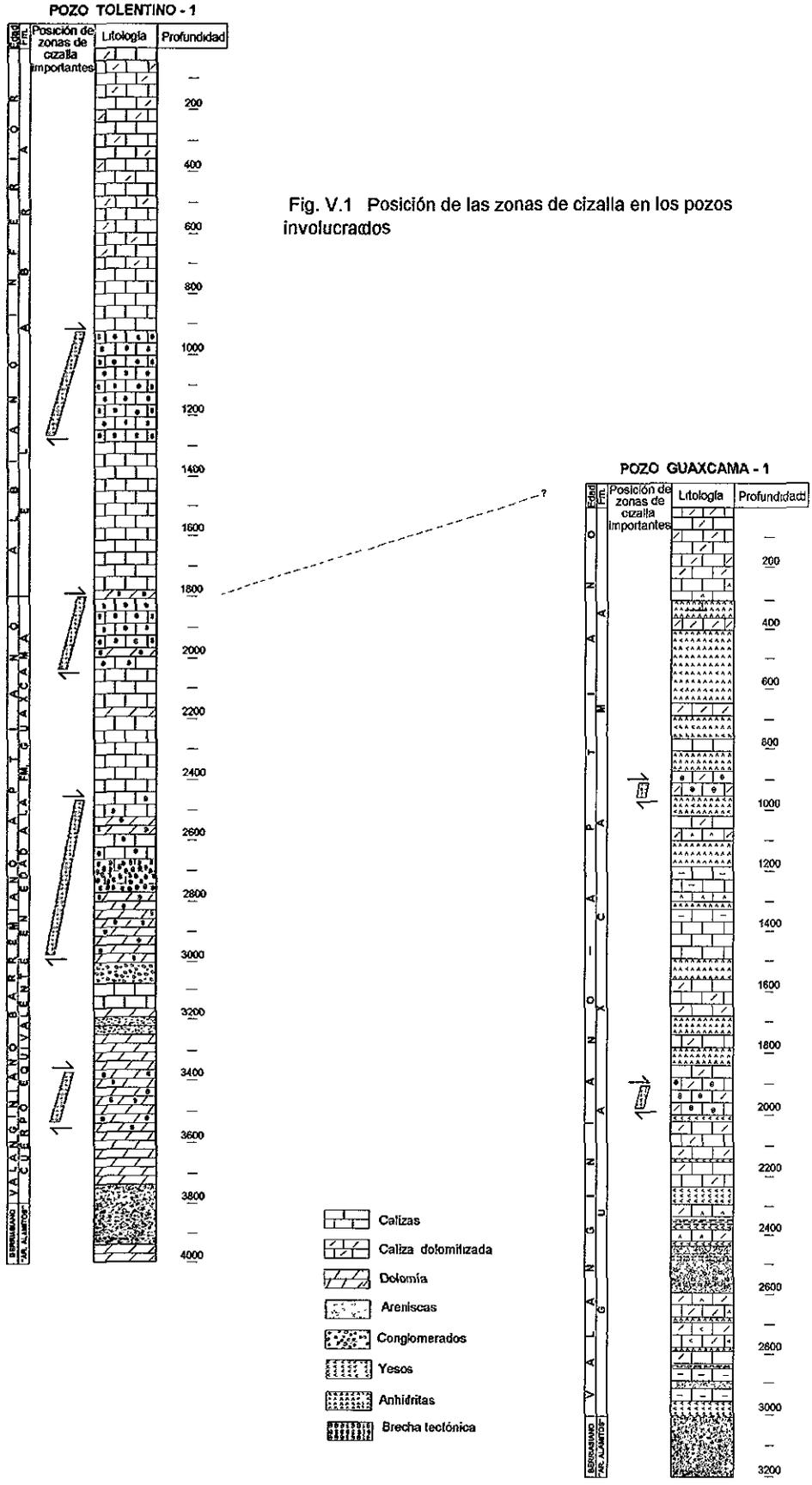


Fig. V.1 Posición de las zonas de cizalla en los pozos involucrados

V.1 DESCRIPCIÓN DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES

V.1.1 Sección Sur

Pozo Tolentino-1 - Pozo Guaxcamá-1

La sección sur presenta un rumbo aproximado SW 30° NE (figura I.1) es la más completa en cuanto a calidad y cantidad de información que se recopiló y se analizó para su construcción. Uno de los problemas que se presentaron durante la construcción de esta sección es el espesor de las formaciones El Abra y Guaxcamá, ya que en los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1 se cortaron espesores muy gruesos (3000m para las evaporitas y de 3800m para las calizas), sin embargo, durante la aplicación de la técnica de secciones balanceadas en la que se involucran reglas geométricas propias del balanceo (Bally *et al. op. cit.*; Dahlstrom, *op. cit.*; Hossack, *op. cit.*; Elliot & Johnson, *op. cit.*; Price, *op. cit.*; Suppe, *op. cit.*; Jamison, *op. cit.*; Mitra & Boyer, *op. cit.*; Mitra, *op. cit.*; Woodward *et al, op. cit.*; Mitra & Namson, *op. cit.*) se lograron establecer ciertos límites para estos espesores. Estos espesores obtenidos posteriormente fueron utilizados para la sección norte.

Ninguno de los dos pozos mencionados penetraron el basamento, y en superficie tampoco se tienen afloramientos del mismo, se considera que los sedimentos sobre los cuales descansan las evaporitas de la Formación Guaxcamá es la arenisca Alamitos de edad Berriasiano, (Celestino *op. cit.*). El espesor completo de los subyacentes Lechos Rojos se desconoce para esta área.

De esta manera y atendiendo a los objetivos que se persiguen en este estudio únicamente se interpretó la deformación que ocurrió entre las evaporitas de la Formación Guaxcamá y los carbonatos de la Formación El Abra.

En esta sección se interpretó un estilo de plegamiento por flexión de falla “fault-bend-fold” (Suppe, *op. cit.*) en donde se involucra la actividad de ocho fallas que involucran rampas y fallas horizontales (“flats”) en todo el evento de deformación.

La Sección Sur inicia en el Pozo Tolentino-1 (figura V.2). En él se reportan 3800 m de la Formación El Abra. Analizando el expediente original del pozo se identificaron en profundidad algunos intervalos que presentaban características de fracturamiento somero hasta formación de brechas tectónicas, estos intervalos son : 900-1300m, 1800-2050m,

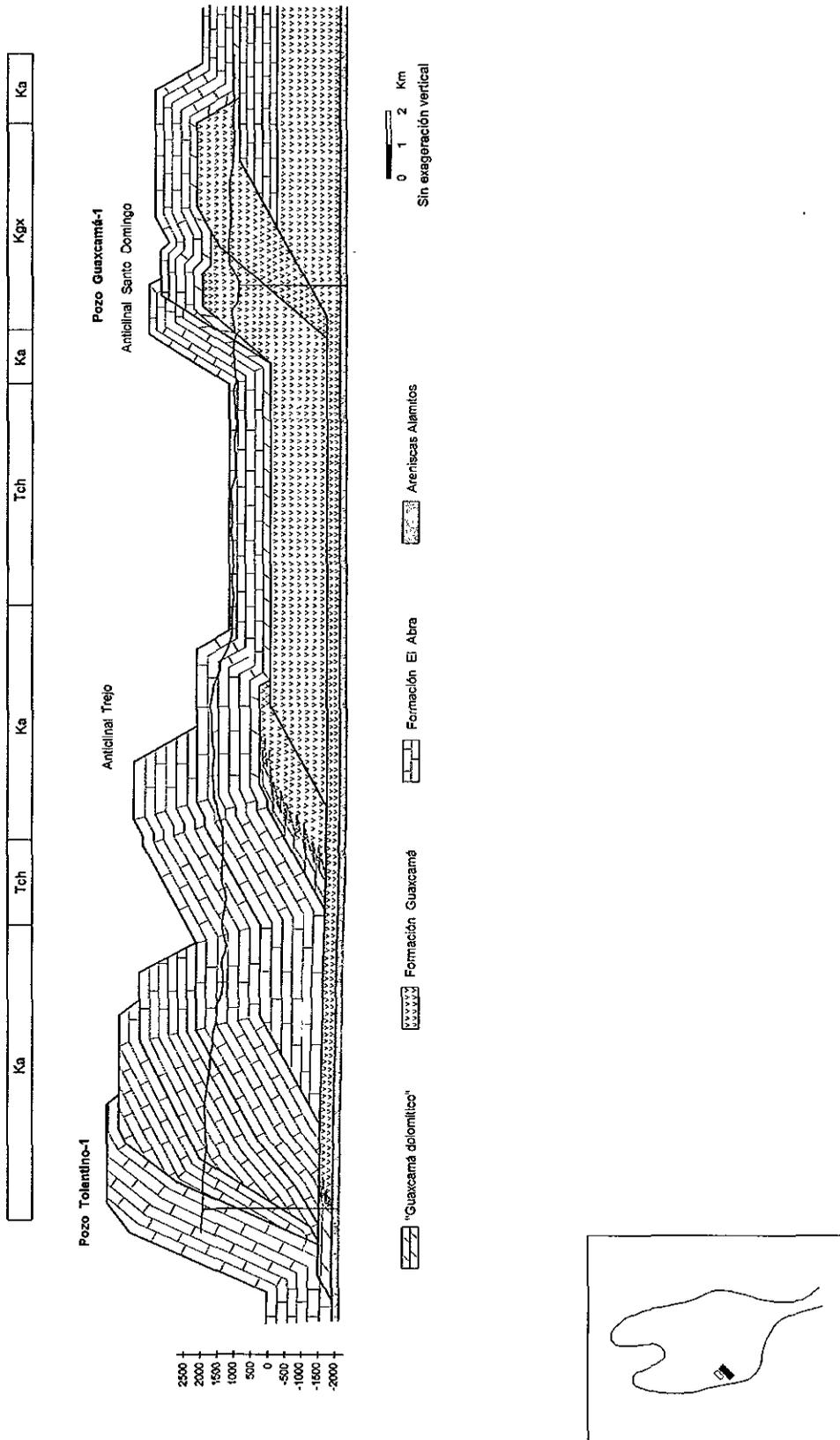


Fig. V.2 Sección estructural sur balanceada

2475-3000m, 3360-3550m. Esto sugirió que dentro de estos intervalos se encontraban planos de falla representados por brechas tectónicas, y de alguna manera relacionados con zonas rampas por donde se trasladaron los bloques involucrados, como se verá más adelante. Algunos planos de falla asociados con brechas tectónicas fueron encontrados en superficie durante las visitas de campo, esto fue en el poblado Las Rusias, localizado a 2 km al NE del pozo Tolentino-1 (figura I.1) y el anticlinal Santo Domingo, (figura I.1) y fueron interpretadas de acuerdo a la posición que guardaban sus estrías, como zonas de fallamiento inverso (lámina V.1a, V.1b, y V.1c).

De esta manera y de acuerdo a la información de campo y de pozo recopiladas, se interpretó para este sector de la sección una estructuración de apilamiento de bloques. De acuerdo a Mc Clay (1992) se clasifican en estructuras tipo “duplex” subgrupo “rampas anticlinales traslapadas”. De esta manera en la sección sur se tiene un apilamiento de cuatro bloques que fueron los responsables de incrementar el espesor de la Formación El Abra para este sector de la sección (figura V.2).

En modelos experimentales realizados en cajas de arena se ha demostrado que los cambios de facies horizontales en una secuencia estratigráfica actúan de una manera frágil facilitando la propagación de rampas, durante un evento de deformación (Ortuño, Valencia, Sassi, Vandenbroucke, Gaulier, Rudkiewics, Colleta y Roure, 1998).

De esta manera se considera que la unidad de dolomías presente en la sección sur facilitó la propagación de una rampa que originó un quinto bloque (en una secuencia lógica de deformación, Butler, 1982; Boyer & Elliott, 1982) que tuvo influencia también en el sector del pozo Guaxcamá-1 (figura V.2 y V.3). Esta unidad de dolomías (“Guaxcamá dolomítico”, Hermoso de la T., *op. cit.*) representan el cambio transicional entre las calizas de la Formación El Abra y las evaporitas de la Formación Guaxcamá (Hermoso de la T., *op. cit.*). Las dolomías son reportadas en subsuelo por el pozo Tolentino-1 (3100-3600m) (figura V.1), y fueron observadas durante el trabajo de campo por el autor de este trabajo en las inmediaciones a la mina Guaxcamá (figura I.1).

La interpretación de un primer nivel de despegue inferior estuvo ubicado sobre las Arenisca Alamitos, cortada por el pozo Tolentino-1 (figura V.2 y V.3), ya que de acuerdo a sus intercalaciones de lutitas (Celestino, *op. cit.*) le proporcionan un comportamiento reológico dúctil (Tabla V.1) (Ramsay, 1983; Mitchell and Woodward, 1988; Fischer *et al*, 1992);



Lámina V.1

- a) Estrías de falla inversa en un plano con echado 70° SW en rocas de la Formación El Abra.
- b) Acercamiento de la brecha tectónica desarrollada.
- c) Imagen al microscopio petrográfico de la brecha tectónica. Obsérvese el tamaño de los cristales y el desarrollo de maclas (cristal localizado en el ángulo superior derecho) típicas en este tipo de rocas.

sobre este nivel se desplazaron en parte las suprayacentes calizas de la Formación El Abra (figura V.2).

Este nivel de despegue no se interpreta para la parte occidental de la sección (figura V.3), ya que no se tienen reportes de afloramientos de estas areniscas para esta porción del área, y ningún pozo las ha reportado para ese sector.

Como consecuencia de la unidad de dolomías antes mencionada, considerada como zona de debilidad, se generó un segundo nivel de despegue inferior (figura V.2 y V.3), ubicándose inmediatamente arriba de la base de las evaporitas de la Formación Guaxcamá y a lo largo de esta. Esto se interpreta de esta manera debido al contraste mecánico que existe entre las evaporitas más dúctiles y la arenisca Alamitos (Ramsay, *op cit*).

Sobre el segundo nivel de despegue inferior se desplazó la Formación Guaxcamá y parte de las calizas de la Formación El Abra, y prácticamente la totalidad de las estructuras interpretadas en la sección (figura V.2).

Debido al transporte tectónico que sufren los bloques involucrados, quedó únicamente un remanente de las dolomías de esa zona de debilidad (figura V.2). Este remanente se reporta en el pozo Tolentino-1 en el intervalo 3400-3800m. y en el intervalo 3360-3550m se reporta una zona fracturada y con brechas tectónicas de dolomías (figura V.1).

GRADO DE COMPETENCIA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS Ramsay, 1983	
Dolomías	↑ + - ↓
Arcosa	
Arenisca de cuarzo	
Grauvaca	
Caliza de grano grueso	
Caliza de grano fino	
Limolita	
Marga	
Lulita	
Anhidrita	
Halita	

Tabla V.1

Una estructura importante, el anticlinal Trejo (figura V.2), fue desarrollada por la presencia de una rampa generada dentro de la Formación Guaxcamá. Esta ocasionó levantamiento de material evaporítico dando lugar a dicha estructura. De acuerdo a la interpretación de la sección, por debajo de este anticlinal se ubica parte de esa zona de debilidad de dolomías interpretada, la cual fue transportadas desde la parte inicial de la sección (figura V.2).

El segundo nivel de despegue inferior se traslado a la cima de la Formación Guaxcamá vía unidad de dolomías (figura V.3), excepto en un sector (*subnivel de deformación C1*, lámina IV.1 Capítulo IV; figura V.4). Este nivel de despegue evitó este sector trasladándose a la cima de la Formación El Abra y propagándose a lo largo de esta (figura V.1).

Por otro lado, para el sector en donde se ubica el Pozo Guaxcamá-1 (figura I.1), se tienen reportados por este, 3000 m de espesor de la Formación Guaxcamá.

Dentro de la columna de este pozo se identificaron dos zonas con fracturamiento y brechas tectónicas importantes (figura V.1) (900-1000m y 1900 a 2000m) en donde se involucran tanto a evaporitas como calizas de la Formación Guaxcamá. Con esta información, la recopilada en el campo y el *nivel de deformación A* (lámina IV.2 Capítulo IV; figura V.4), para este sector se interpretó una estructura tipo “duplex”, y de acuerdo a Mc Clay (*op. cit*) se subdivide en “estructuras buzantes a la zona interna”. De esta manera, el relieve estructural en esta zona estuvo controlado por la geometría de esas estructuras en un estilo de plegamiento por flexión de falla (“fault-bend-fold”) (Suppe, *op. cit.*)(figura V.2).

Como consecuencia de este estilo de plegamiento y la ubicación de los niveles de despegue, para este sector de la sección sur, se interpretó un cabalgamiento de las evaporitas de la Formación Guaxcamá sobre las calizas de la Formación El Abra (figura V.2). La existencia de tal estructura se observó en la porción norte de esta sección, por lo que se interpretó de esta manera para la sección sur.

Autores como Strachan, (1967) (Pags. 9 y 13) observó en otras localidades una relación de evaporitas sobre calizas, por ejemplo, en la Mina de yeso “La Borreguita,” (12 km al SE del poblado de Cerritos, localizado este a 65 km al NE de la capital San Luis Potosí figura I.1) reportando en ese tiempo esa disposición de estratos en “secuencia normal”.

La estructura interpretada en la cima de la Formación Guaxcamá, en donde se involucran dos bloques de la Formación El Abra por medio de una zona de cizalla (figura V.2), se interpretó

a partir de las observaciones realizadas en campo cerca del anticlinal Santo Domingo (figura I.1) en donde se detectó una falla inversa intraformacional involucrando calizas de Formación El Abra. Esta falla presenta brechas tectónicas y estrías que indican el sentido y la dirección hacia el NE del empuje desarrollado (láminas V.2a, V.2b y V.2c).

En la sección restaurada (figura V.3) se presenta la posición original de las diferentes unidades litológicas involucradas antes de la deformación.

Como se mencionó anteriormente, existe una zona dentro los planos de despegue que carecen de deformación entre las calizas de la Formación El Abra y las evaporitas de la Formación Guaxcamá, lo que refleja entonces ausencia de deformación en los estratos de evaporitas, y a nivel microscópico en sus cristales. Esta área corresponde al *nivel de deformación C1* (lámina IV.4, Capítulo IV; figura V.4), desarrollado como consecuencia directa de la estructuración.

El resto del plano de cizalla, corresponde al *nivel de deformación C2*, y presenta una intensa deformación que se refleja en los cristales de evaporitas (lámina IV.5, Capítulo IV; figura V.4).

A partir de la técnica empleada de secciones balanceadas, se obtuvo para la sección sur en estado deformado una longitud de 38 km. y en estado restaurado de 75 km.. De aquí se obtiene entonces acortamiento del 50%, esto implica entonces que longitud original de la sección es dos veces de la sección deformada, si esto es así, los tres primeros bloques tectónicos, atendiendo a la secuencia normal de deformación (Butler, *op. cit.*; Boyer & Elliott, *op.cit.*) estarían originalmente fuera del borde occidente de la Plataforma Valles San Luis Potosí, indicando entonces que la litología de esos bloques debe estar más bien constituida por sedimentos de cuenca y no por carbonatos de plataforma como se han interpretado siempre. Ornelas, (1982) reporta para ese sitio en el Pozo Tolentino-1 la presencia de sedimentos de cuenca de edad Campaniano-Maastrichtiano hasta los 1800 m. de profundidad, Zaldivar *et al* (1986) señala una dudosa presencia de sedimentos de plataforma en este mismo sitio.

Como se menciona anteriormente los espesores reportados para la formaciones El Abra y Guaxcamá son bastante potentes (3000m para las evaporitas y 3800m para las calizas), sin embargo atendiendo a las reglas geométricas que se aplican durante el balanceo de una

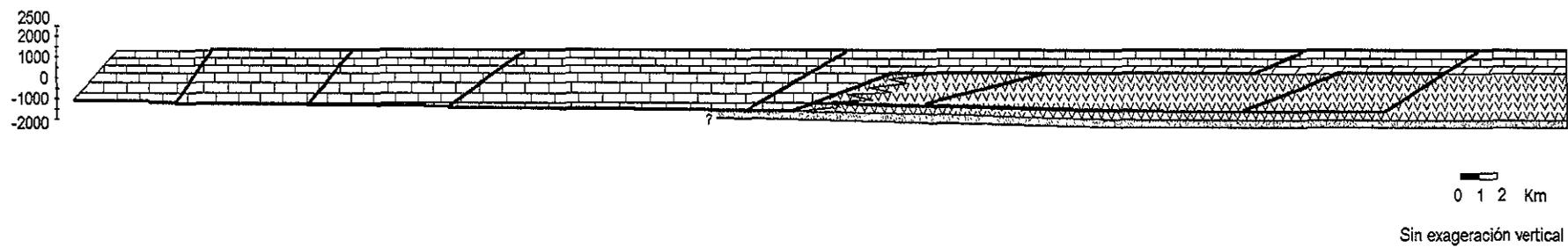


Fig. V.3 Sección estructural sur restaurada

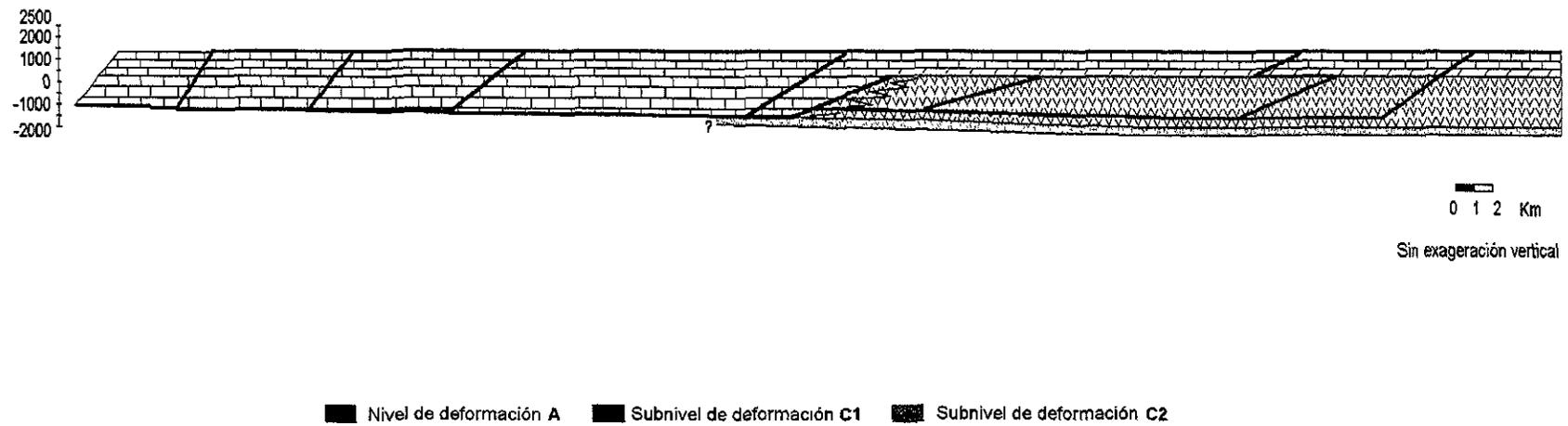


Fig.V.4 Localización de niveles y subniveles de deformación en la sección estructural sur restaurada



Lámina V.2

a) Plano de falla inversa con echado 45° SW en rocas de la Formación El Abra.

Obsérvese la geometría pulida de los fragmentos de rocas sobre el plano de la falla. Hacia el fondo se aprecian en color blanco los yesos de la Formación Guaxcamá.

b) Acercamiento de la brecha tectónica desarrollada.

c) Imagen al microscopio petrográfico de la brecha tectónica. Obsérvese el desarrollo de maclas en los cristales de calcita y la geometría de estos reflejando el evento tectónico al que fueron sometidos.

sección estructural (Bally *et al.*, *op. cit.*; Dahlstrom, *op. cit.*; Elliot & Johnson, *op. cit.*, Price, *op. cit.*; Hossack & Cooper, *op. cit.*) y de acuerdo a la interpretación de las estructuras tipo “duplex” que más se apegan a los datos de campo y de pozo existentes, se obtuvieron los siguientes espesores, 2300m para la Formación El Abra y de 2000m para la Formación Guaxcamá.

Cabe mencionar que el modelo que se presenta es el que mejor se ajusto a los datos existentes, ya que se intento con cuatro modelos más (todos ellos balanceables) que no se ajustaron a las restricciones geológicas. Por ejemplo, como es el caso de uno de ellos, al restaurar a la Formación Guaxcamá contemplando un espesor de 1000 m y con varias estructuras en arreglo tipo “duplex” se obtenía una longitud tan grande que su parte final alcanzaba a la Cuenca Mesozoica del Centro de México. De este manera se optó por proponer una geometría lo más simple posible a toda la sección y un espesor más potente, resultando estructuras en arreglo tipo “duplex” anteriormente expuestas (figura V.2).

V.1.2 Sección Norte

Poblado Jagüey de San Francisco – Poblado La Saladita

Esta sección presenta un rumbo aproximado SW 35° NE, parte muy cerca del poblado El Jagüey de San Francisco (28 km al SW del poblado de Cerritos, S.L.P.) (figura I.1) hacia el poblado La Saladita (17 km al SW del poblado de Cerritos, S.L.P.) extendiéndose 9 km. hacia el NE manteniendo el mismo rumbo.

Las estructuras interpretadas en la sección norte, involucran también una geometría de plegamiento por flexión de falla “fault-bend-fold” (Suppe, *op. cit.*). Esta interpretación se basa principalmente en las observaciones directas en campo y la información de niveles de cizalla que proporcionan los pozos Tolentino-1 y Guaxcamá-1 de la sección sur. De acuerdo a Mc Clay (*op. cit.*) la geometría de las estructuras interpretadas en la sección norte se clasifican en “estructuras buzantes a la zona interna” en arreglo tipo “duplex”

Esta sección inicia (figura V.5) en el poblado El Jagüey de San Francisco (28 km. al SW del poblado de Cerritos, S.L.P. figura I.1). Para el sector en donde aflora extensamente la Formación Guaxcamá (figura V.2), los bloques interpretados en arreglo “duplex” se limitan por una falla inversa involucrando sedimentos de la misma formación. Esta interpretación se

basa principalmente en los datos que proporcionó el Pozo Guaxcamá-1 de niveles de cizalla en la sección sur (figura V.2).

El nivel de despegue inferior al igual que en la sección anterior se localiza inmediatamente arriba de la base de las evaporitas de la Formación Guaxcamá y posteriormente asciende a la cima de la misma formación. De este sitio se propaga hacia la cima de la Formación El Abra (figuras V.5 y V.6).

Un rasgo estructural importante observado en campo involucra el contacto tectónico entre las evaporitas de la Formación Guaxcamá sobreyaciendo a las calizas de la Formación El Abra. Este rasgo fue observado en el poblado la Saladita (17 km al SW del poblado Cerritos, S.L.P. figura I.1, láminas V.3a, V.3b y V.3c).

Aproximadamente a 4 km de la primera y dentro de la secuencia lógica de deformación, (Butler, *op. cit.*; Boyer & Elliott, *op.cit.*) se tiene la segunda falla, la cual pone en contacto a las evaporitas de la Formación Guaxcamá sobre las calizas de la Formación El Abra en un sector, y en otro pone en contacto a las calizas de la Formación El Abra sobre sí mismas (figura V.5) (láminas V.3a, V.3b y V.3c) como consecuencia de ese tipo de plegamiento interpretado.

De acuerdo al modelo de niveles de deformación (Capítulo IV), el nivel de despegue inferior que genera una zona de cizalla entre la Formación Guaxcamá y la Formación El Abra, corresponde al *nivel de deformación C2* (lámina IV.5, Capítulo IV; figura V.7) el cual presenta deformación intensa en sus cristales, sobre este mismo plano cizalla existe una zona en donde la deformación de sus cristales evaporíticos se encuentra ausente. Este sector corresponde al *nivel de deformación C1* (lámina IV.4., Capítulo IV; figura V.6).

Finalmente en la sección restaurada (figura V.6) se presentan las posiciones originales de los estratos antes de la deformación. La sección norte en estado deformado presenta una longitud de 10.5 km y en estado restaurado de 22 km, obteniéndose un acortamiento medido del 50%.



Lámina V.3

- a) Afloramiento de brechas tectónicas en rocas de la Formación El Abra.
- b) Acercamiento de la brecha tectónica desarrollada. Obsérvese el crecimiento de tallos dentro de la brecha
- c) Imagen al microscopio petrográfico de la brecha tectónica. Obsérvese el tamaño de los cristales de calcita y el desarrollo de maclas (cristal en el centro de la foto) típicas en este tipo de rocas.

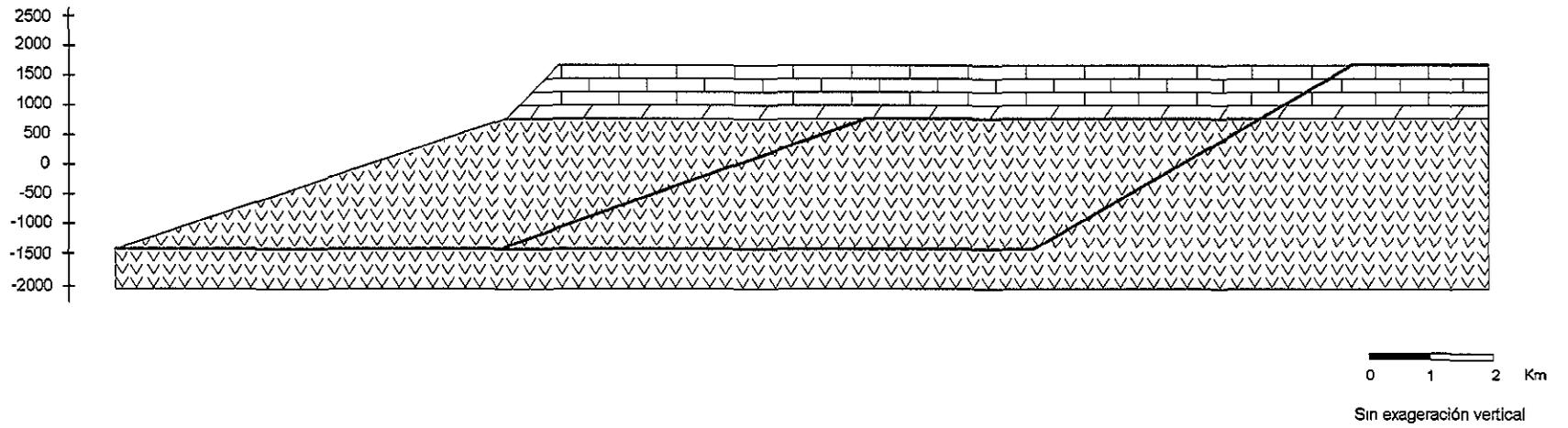


Fig. V.6 Sección estructural norte restaurada

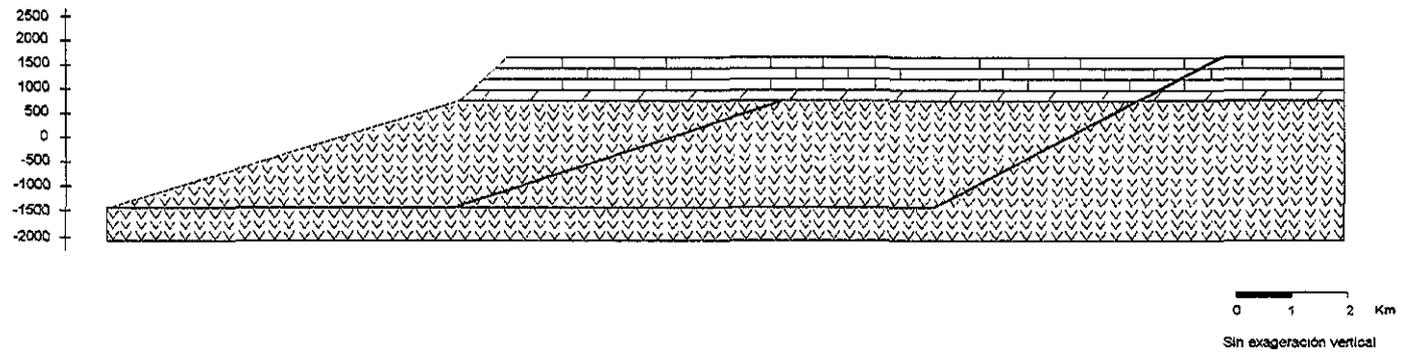


Fig.V.7 Localización de niveles y subniveles de deformación en la sección estructural norte restaurada

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE EMPLAZAMIENTO MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL PROGRAMA DE CÓMPUTO “THRUSTPACK”

Como resultado del análisis estructural previo y de acuerdo al estilo de deformación propuesto para las evaporitas de la Formación Guaxcamá, se llevó a cabo el modelado de la evolución de las dos secciones a través del tiempo geológico, analizando el desarrollo y emplazamiento de las diferentes estructuras interpretadas dentro del área de estudio.

Este proceso se realizó mediante la aplicación del paquete de computación “Thruspack” (Sassi & Rudkiewics, *op. cit.*) el cual modela en un sentido protectónico (“forward modelling”), y se basa en secciones estructurales balanceadas previamente construidas.

La simulación del proceso de deformación se llevó a cabo del Campaniano-Maastrichtiano al Eoceno Medio (31 m.a.) tiempo en que tiene lugar la Orogenia Laramide para este sector del país (Salvador, 1991; Coney, 1976; Weidie, et al, 1967)

De acuerdo a las litologías involucradas, las velocidades de emplazamiento de las estructuras durante el transporte tectónico no se llevaron a cabo de una manera homogénea. El coeficiente de fricción es diferente por tratarse de materiales de naturalezas distintas, razón por la cual se manejaron tasas de velocidad de emplazamiento caliza-calizas *versus* caliza-evaporita en una proporción aproximada de 5:1 (tablas VI.1 y VI.2). El cálculo de estas velocidades de emplazamiento, se llevó a cabo mediante una serie de iteraciones directamente en el programa, modelando la geometrías preconcebidas de las secciones (Capítulo V) se obtuvieron automáticamente tales velocidades.

VI.1 SECCION ESTRUCTURAL SUR

Para esta sección y en una secuencia normal de deformación, (Butler, *op. cit.*; Boyer & Elliot, *op. cit.*) se aplicaron las siguientes velocidades de emplazamiento (Tabla VI.1).

Falla 1	0.18 mm/año
Falla 2	0.13 mm/año
Falla 3	0.25 mm/año
Falla 4	0.19 mm/año
Falla 5	0.03 mm/año
Falla 6	0.02 mm/año
Falla 7	0.06 mm/año
Falla 8	0.20 mm/año

Tabla VI.1 Velocidades de emplazamiento para la sección sur

En la figura VI.1 se presenta un panorama general de la estructuración de los diferentes bloques involucrados, obsérvese que durante el Campaniano-Maastrichtiano empiezan los primeros efectos de la Orogenia Laramide. A medida que se tiene el empuje horizontal, las diferentes unidades se van acoplando, y las evaporitas de la Formación Guaxcamá se van emplazando como respuesta a dicho empuje.

En la figura VI.2 se observa a detalle el proceso del emplazamiento de esas litologías evaporíticas. En la sección restaurada (figura VI.2a) se muestran los elementos que se van a involucrar durante la compresión, en color azul se tienen las zonas de cizalla y representa rampas y fallas horizontales (“flats”), mientras la zona en color rojo representa únicamente el contacto entre las dos unidades.

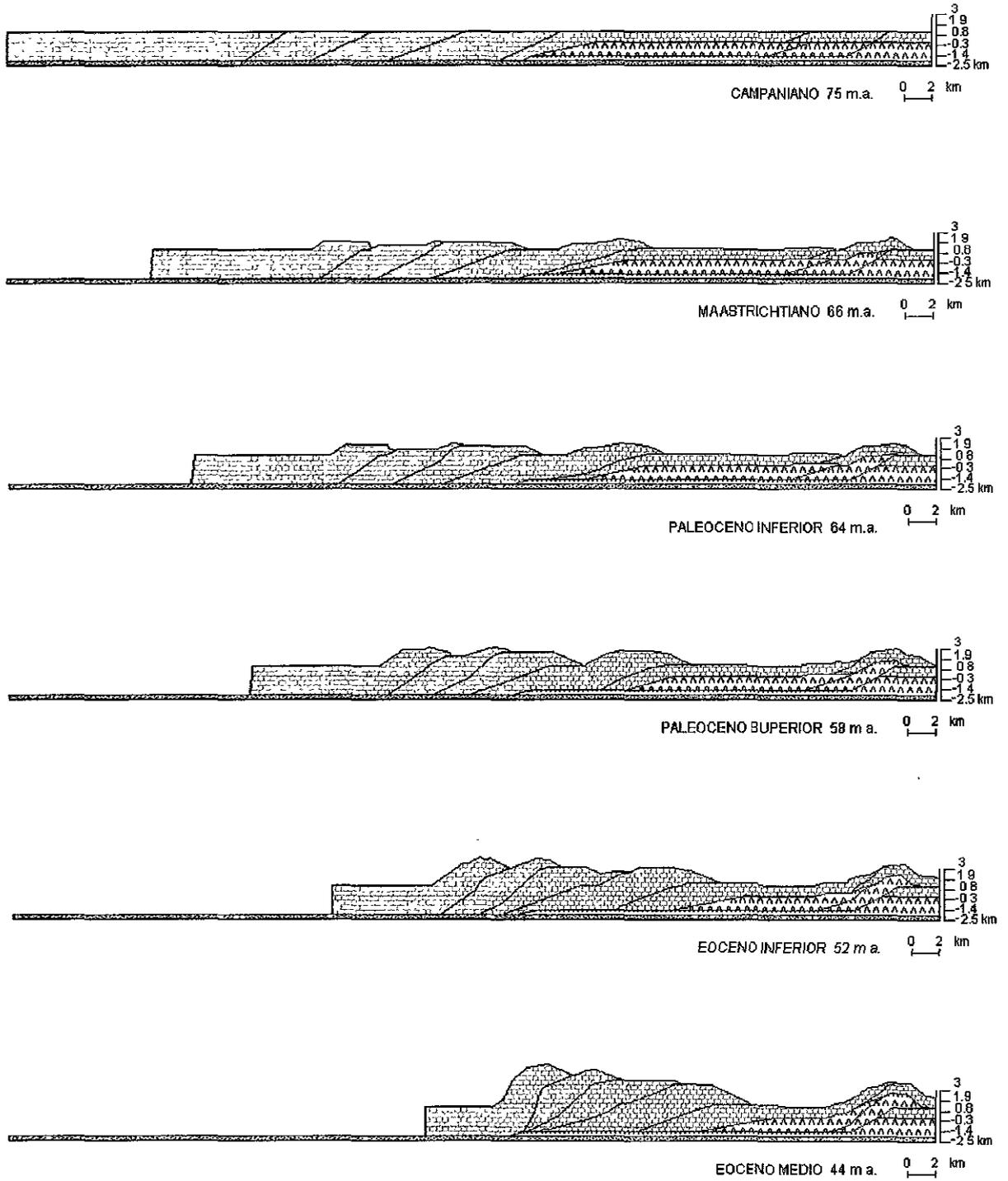


Fig. VI.1 Reconstrucción de geometrías intermedias entre el Campaniano-Eoceno Medio para la sección sur

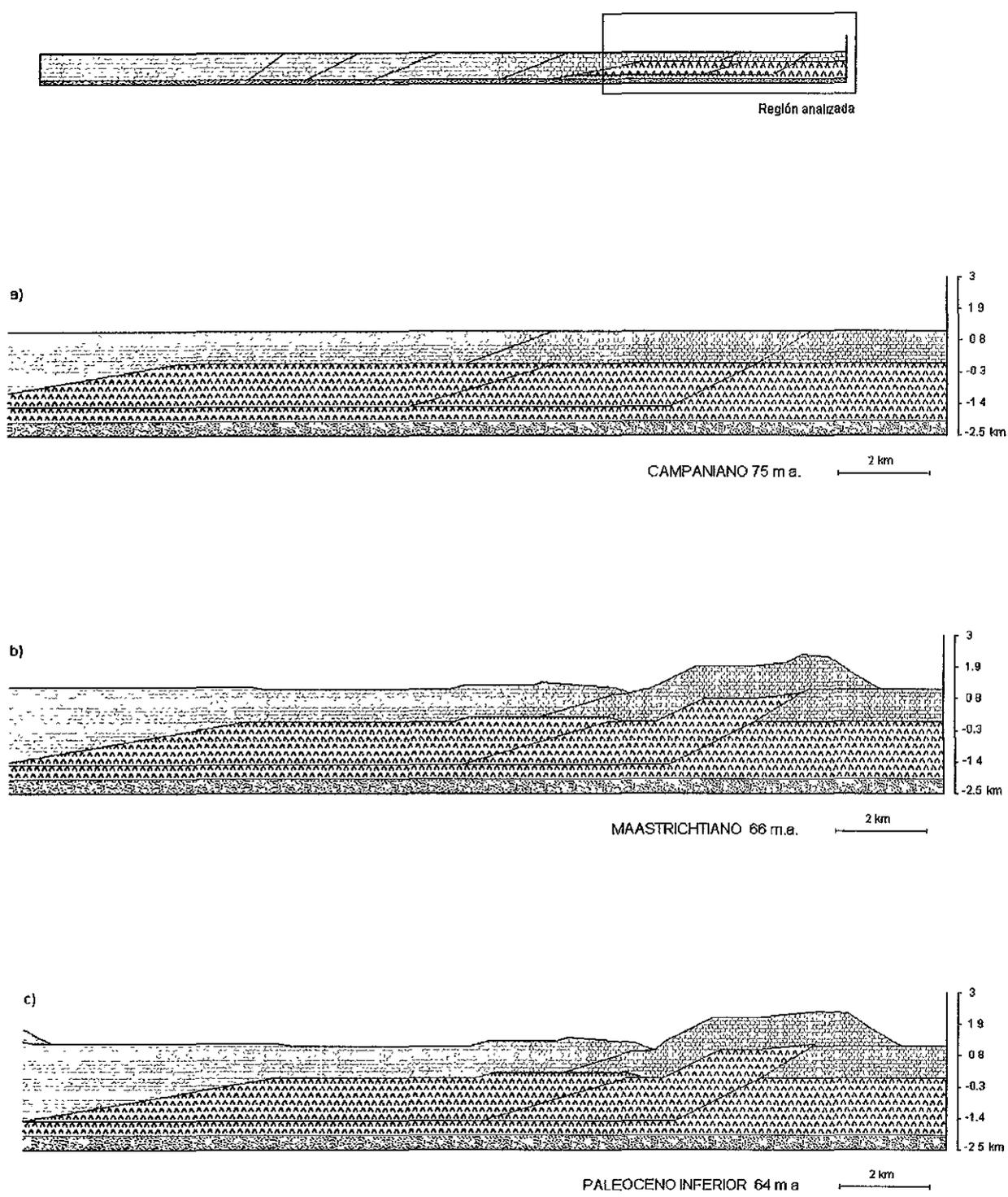


Fig. VI.2 Modelado de la cinemática de emplazamiento de las estructuras para la sección sur.

Durante el Campaniano-Maastrichtiano los dos bloques de evaporitas interpretados empiezan a cabalgar siguiendo las trazas de las rampas (figura VI.2a y VI.2b).

Para el Paleoceno Inferior (figura VI.2c) el segundo bloque de evaporitas (atendiendo a una secuencia normal de deformación, Butler, *op.cit*; Boyer & Elliot, *op. cit.*) empieza a cabalgar a las calizas de la Formación El Abra. En la zona de cizalla evaporita-evaporita (línea en color azul) se empieza a generar una intensa deformación, la cual corresponde al *nivel de deformación A*, dicha deformación se observa tanto en los afloramientos como en los análisis al microscopio electrónico practicados (lámina IV.2, Capítulo IV).

En el Paleoceno Superior (figura VI.2d) este segundo bloque de evaporitas (atendiendo a una secuencia normal de deformación, Butler, *op.cit*; Boyer & Elliot, *op. cit.*) avanza cabalgando a las calizas de la Formación El Abra, continuando con la deformación de los sedimentos evaporíticos en las zonas de cizalla. En el nivel de despegue caliza-evaporita (contacto Formación El Abra-Formación Guaxcamá, línea en color azul) se desarrolla también una intensa deformación que corresponde al *subnivel de deformación C2* manifestado también en afloramientos y en los estudios al microscopio electrónico (lámina IV.5, Capítulo IV).

En esta misma superficie de despegue caliza-evaporita (contacto Formación El Abra-Formación Guaxcamá) pero en el primer bloque (atendiendo a una secuencia normal de deformación, Butler, *op.cit*; Boyer & Elliot, *op. cit.*) existe una zona que no sufrió deformación (línea en color rojo), así lo demuestran los análisis al microscopio electrónico (figuras VI.2b, VI.2c, VI.2d, VI.2e y VI.2f) y corresponde al *subnivel de deformación C1* (lámina IV.4, Capítulo IV).

De acuerdo la secuencia de emplazamiento, este primer bloque de evaporitas (atendiendo a una secuencia normal de deformación, Butler, *op.cit*; Boyer & Elliot, *op. cit.*) para ese sector únicamente levantó a los sedimentos suprayacentes, sin que esto implicara el desarrollo de algún tipo de cizalla, empezando esta situación a emerger en el Eoceno Inferior (figura VI.2e), y alcanzando su máxima elevación para el Eoceno Medio (figura VI.2f).

El nivel de deformación B (lámina IV.3, Capítulo IV) caracterizado por presentar una deformación intermedia con respecto al *nivel de deformación A* y al *subnivel de deformación C1*, se ubica inmediatamente arriba de la zona de cizalla evaporita-evaporita.

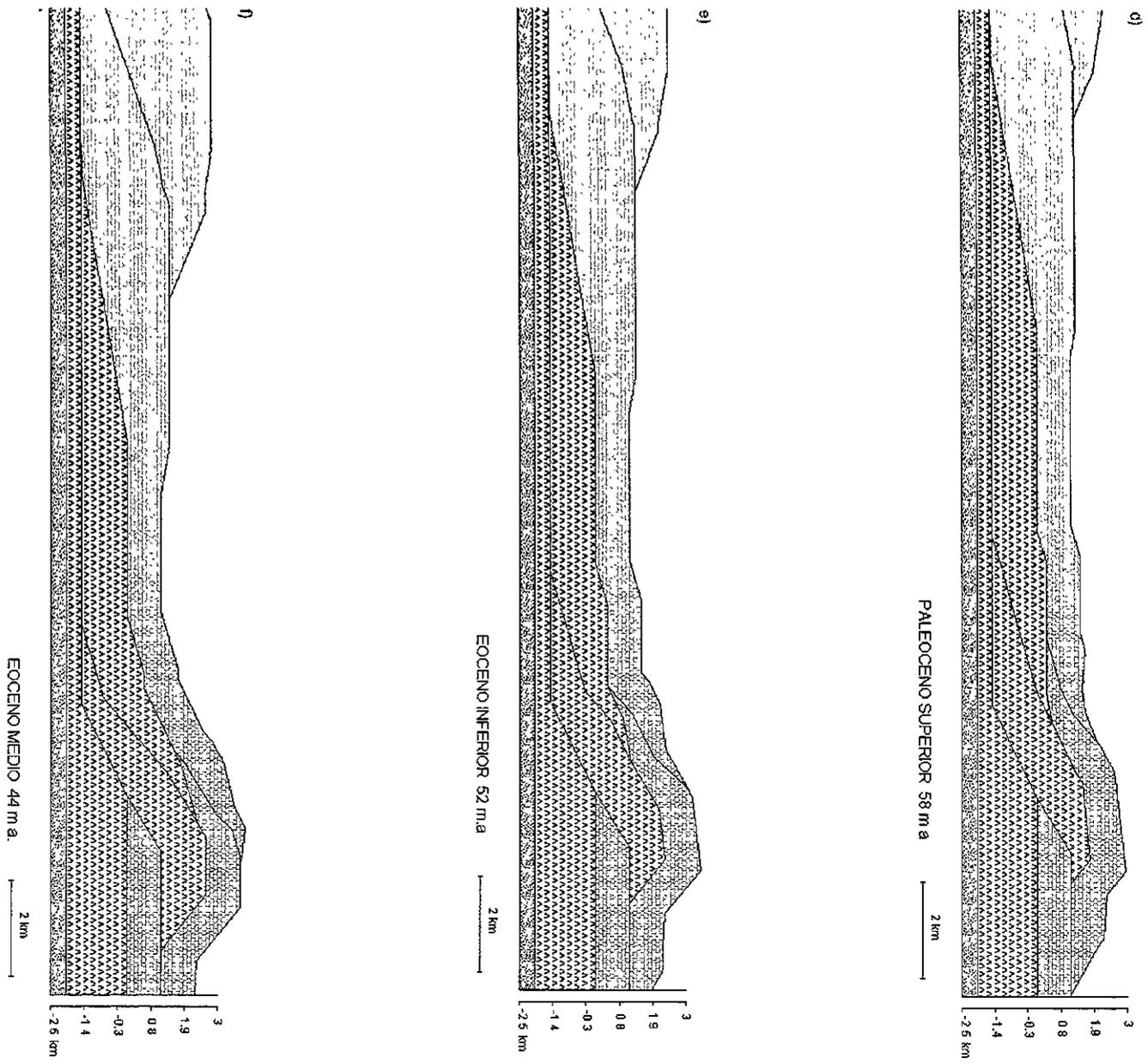


Fig VI.2 Modelado de la cinemática de emplazamiento de estructuras para la sección sur.
(continuación)

VI.2 SECCION ESTRUCTURAL NORTE

Para la sección norte y también en una secuencia normal de deformación, (Butler, *op.cit*; Boyer & Elliot, *op. cit.*) se aplicaron las siguientes velocidades de emplazamiento (Tabla VI.2).

Falla 1	0.06 mm/ año
Falla 2	0.20 mm/ año

Tabla VI.2 Velocidades de emplazamiento para la sección norte

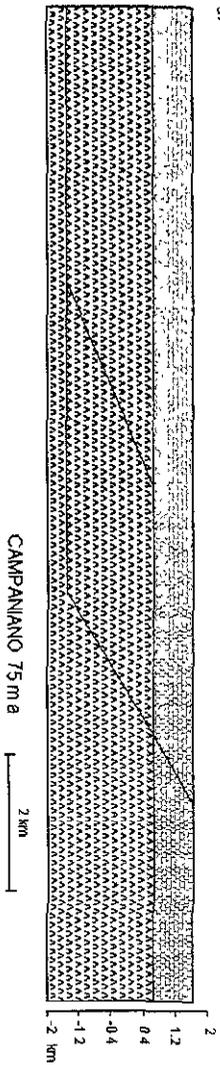
En la sección restaurada se muestran los elementos que van a involucrarse durante el empuje horizontal, al igual que en la sección sur, en color azul se representan las zonas de cizalla, rampas y fallas horizontales ("flats"), y en color rojo únicamente el contacto entre las dos unidades (figuras VI.3a, VI.3b, VI.3c, VI.3d, VI.3e, VI.3f).

Durante el Campaniano-Maastrichtiano (figura VI.3a y VI.3b), se tienen los primeros efectos del empuje laramídico. A medida que se lleva a cabo el acortamiento se van desarrollando las estructuras y creando los diferentes *niveles de deformación*.

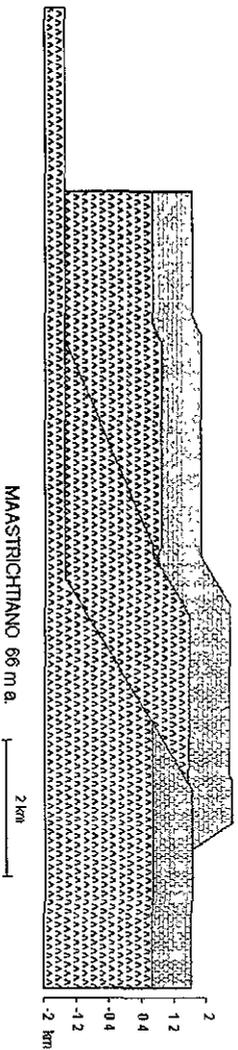
Para el Paleoceno Inferior (figura VI.3c), las evaporitas de la Formación Guaxcamá empiezan a cabalgar a las calizas de la Formación El Abra. Los contactos evaporita-caliza empiezan a jugar un papel importante para la conformación de las estructuras.

En el Paleoceno Superior (figura VI.3d), se incrementa la deformación y se continúan desarrollando las estructuras facilitadas por las zonas de cizalla (línea azul).

31



b)



c)

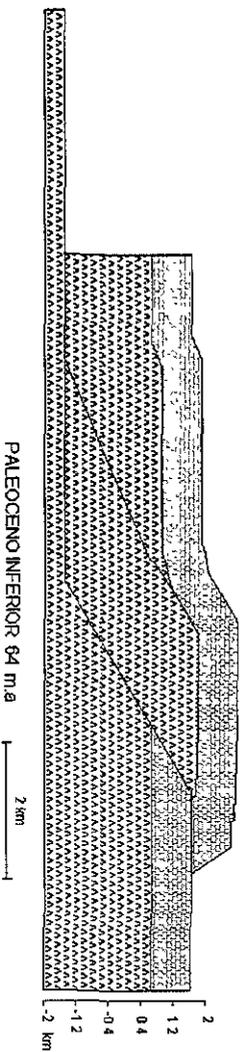


Fig. VI. 3 Modelado de la cinemática de emplazamiento de las estructuras para la sección norte.

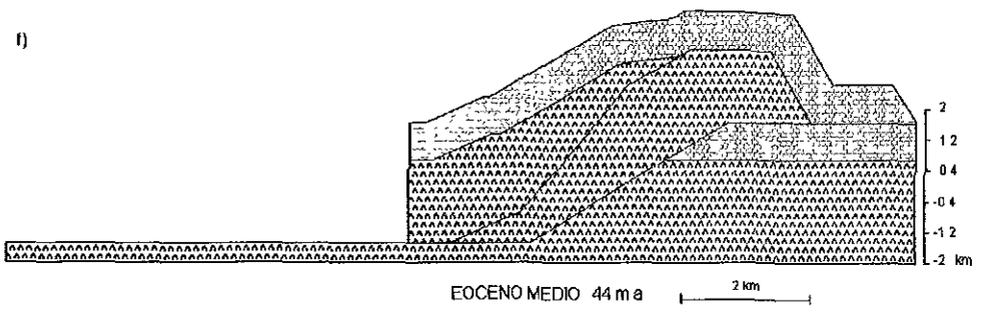
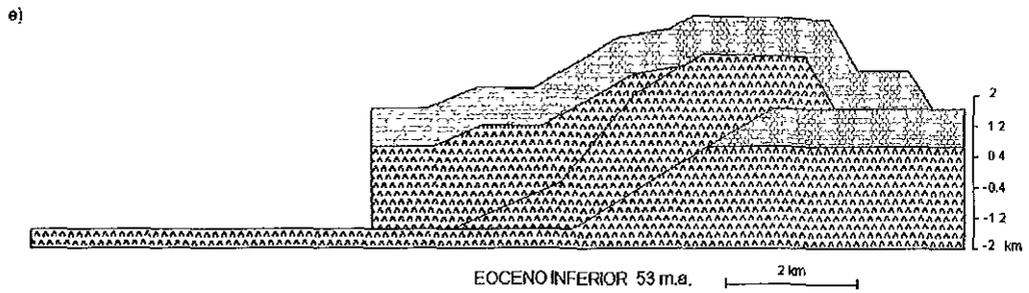
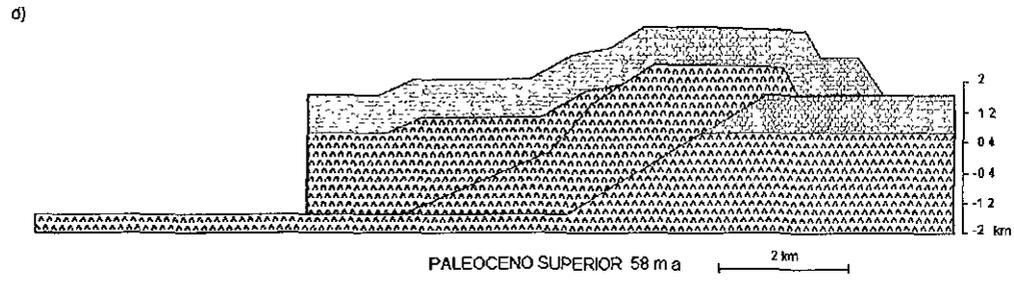


Fig. VI.3 Modelado de la cinemática de emplazamiento de las estructuras para la sección norte. (continuación)

El bloque sobre la segunda falla (atendiendo a una secuencia normal de deformación, Butler, *op. cit.*; Boyer & Elliot, *op. cit.*) continúa desplazándose sobre la zona de cizalla evaporita-evaporita (línea color azul). Esto genera deformación que corresponde al *nivel de deformación A* (Capítulo IV). Así también, en el primer bloque (atendiendo a la secuencia normal de deformación, Butler, *op.cit*;Boyer & Elliot, *op. cit.*) se incrementa su movimiento y se continúa levantando.

Para el Eoceno Inferior (figura VI.3e) se tienen etapas avanzadas de deformación, las estructuras se presentan más desarrolladas.

En el Eoceno Medio (figura VI.3f) las estructuras alcanzan su máxima expresión.

Al igual que en la sección sur, la única zona que no sufre deformación (como lo demuestran los análisis al microscopio) es aquella localizada en el contacto evaporita-caliza (línea en color rojo) del primer bloque (atendiendo a la secuencia normal de deformación, Butler, *op.cit*;Boyer & Elliot, *op. cit.*). Durante el empuje horizontal, este bloque es transportado conteniendo a ambas formaciones (Guaxcamá y El Abra) sin desarrollar alguna zona de cizalla entre estas. Este contacto corresponde al *subnivel de deformación C1* (Capítulo IV).

El contacto entre las formaciones El Abra y Guaxcamá para el segundo bloque (línea azul) (atendiendo a la secuencia normal de deformación, Butler, *op. cit*; Boyer & Elliot, *op. cit.*), se comporta como una zona de cizalla, generando de esta manera una intensa deformación observada en sus cristales evaporíticos (Capítulo IV) correspondiendo al *subnivel de deformación C2* (Capítulo IV).

CAPÍTULO VII

EVOLUCIÓN TECTÓNICA-SEDIMENTARIA

La evolución tectónica-sedimentaria que se presenta en este capítulo, es una compilación de varios autores que por mucho tiempo trabajaron esta porción del país, concibiendo una disposición particular de facies litológica organizada en tiempo y espacio.

Los transectos estudiados dentro de la Plataforma Valles San Luis Potosí presentan una evolución ligada a este paleoelemento. En esta sección se menciona lo más sobresaliente de su desarrollo tectónico.

De acuerdo a las configuraciones de secciones balanceadas presentadas anteriormente fue posible construir un modelo sedimentológico conceptual del área que abarca a los dos transectos, tomando en consideración la distribución de facies, la estratigrafía, y los criterios de mecánica de emplazamiento de estructuras contempladas durante la construcción de las secciones balanceadas.

VII.1 EVOLUCIÓN PRE-MESOZOICA

Se considera que las rocas más antiguas presentes en la plataforma Valles San Luis Potosí corresponden a un ortogneis gabroide-anortosítico y a paragneises cuarzo-feldespáticos por aflorar inmediatamente al noreste de la plataforma (Guzman, 1988). Estas rocas se hallan intrusionadas por cuerpos ígneos básicos y graníticos, siendo su grado de metamorfismo de la facies de la Granulita (Ortega, *op.cit.*). Estas rocas metamórficas fueron nombradas por Fries y Rincon-Orta (1965) como Gneis Novillo. Este gneis presenta una edad, entre los 740 ± 25 y los 920 ± 18 m.a. (de Cserna *et al*, 1977).

Las rocas más antiguas aflorantes reportadas dentro de la plataforma Valles San Luis Potosí corresponden a unos esquistos paleozoicos cuarzo-feldepáticos intrusionados por serpentina y peridotitas (Carrillo, *op.cit.*). A estas rocas se les ha correlacionado con el Equisto Granjeno (Carrillo, *op.cit.*) con una edad de 224 ± 3 m.a.

VII.2 EVOLUCIÓN MESOZOICA

Triásico Superior

El Triásico Superior esta representado por capas rojas constituidas por lutitas, lodolitas y limolita de color rojo con cantidades subordinadas de arenisca y conglomerado (Formación Huizachal) (Carrillo, 1961). Se considera que estos lechos rojos fueron depositados como rellenos de fosas tectónicas en condiciones de abanicos aluviales, planicies fluviales y deltáicas y depósitos lacustres (Salvador, 1987).

Jurásico Inferior

Discordantemente sobre las rocas preexistentes se depositaron en el Jurásico Inferior, una secuencia marina mixta, constituida por lutitas y limolitas color gris oscuro (Formación Huayacocotla) (Rueda, et al *op.cit*). El depósito de estas litologías se restringe al mismo sistema de grabens donde se depositó el Triásico Superior y se considera que es el resultado de que las aguas provenientes del occidente hayan inundado estas fosas (Salvador, *op.cit*).

Jurásico Medio

Coincidente con el área de distribución de las rocas del Triásico Superior y Jurásico Inferior se depositaron, en el Jurásico Medio, lechos rojos continentales. Estas capas conocidas como Formación Cahuasas se depositaron al retirarse hacia el suroeste el relieve en forma de bahía que existía, debido al levantamiento del área, al abatimiento del nivel marino o al asolvamiento de las fosas estructurales (Salvador, *op.cit*).

Jurásico Superior

Inmediatamente después del depósito de los lechos rojos la mayor parte de la plataforma continuo emergida. Para el Oxfordiano la Plataforma Valles San Luis Potosí era cubierta por una transgresión cubriendo gran parte las zonas que anteriormente estuvieron expuestas (figura VII.1). Las secuencias son muy uniformes litológicamente sin mostrar cambios abruptos de espesores, reflejando un depósito sobre extensas plataformas o rampas que

buzaban gradualmente hacia las partes profundas de la cuenca. De acuerdo a Guzmán, (*op.cit.*), las evidencias magnetométricas, gravimétricas y sismológicas (figura VII.2) indican que la parte central la plataforma presenta una depresión alargada (“Fosa de Río Verde”) orientada N-S dentro de la cual pudieron haberse depositado sedimentos de esta edad. Empezaba a actuar como un archipiélago alrededor de cuyas islas se formaban depósitos carbonatados. En las partes lagunares someras se desarrollaron grandes planicies de marea tipo “sabkha” (Salvador, *op.cit.*)

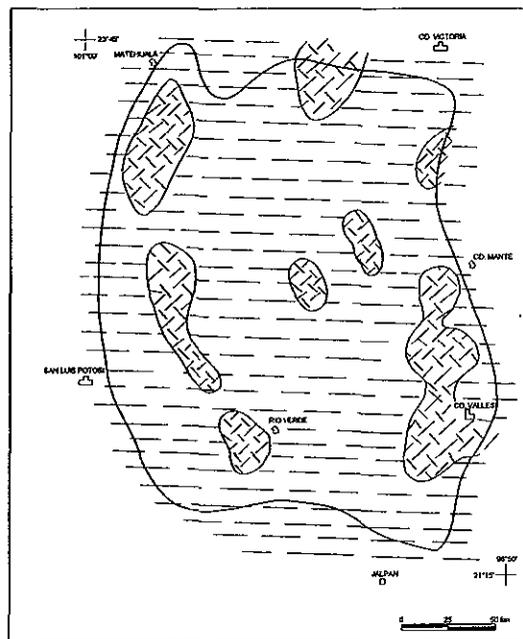


Fig. VII.1 Paleogeografía del Oxfordiano (Guzmán, 1988)

En el Kimmeridgiano Temprano la subsidencia regional continúa favoreciendo la transgresión (figura VII.3). Al igual que para el tiempo anterior son las islas las que controlan la sedimentación, dando lugar al depósito de sedimentos siliciclásticos costeros que hacia las zonas someras presentaban cambios de facies hacia ambientes calcáreos lagunares con su correspondiente cambio transicional. En este tiempo se desarrollaron bancos oolíticos y bioclásticos, marginales, que hacia las partes profundas de la cuenca

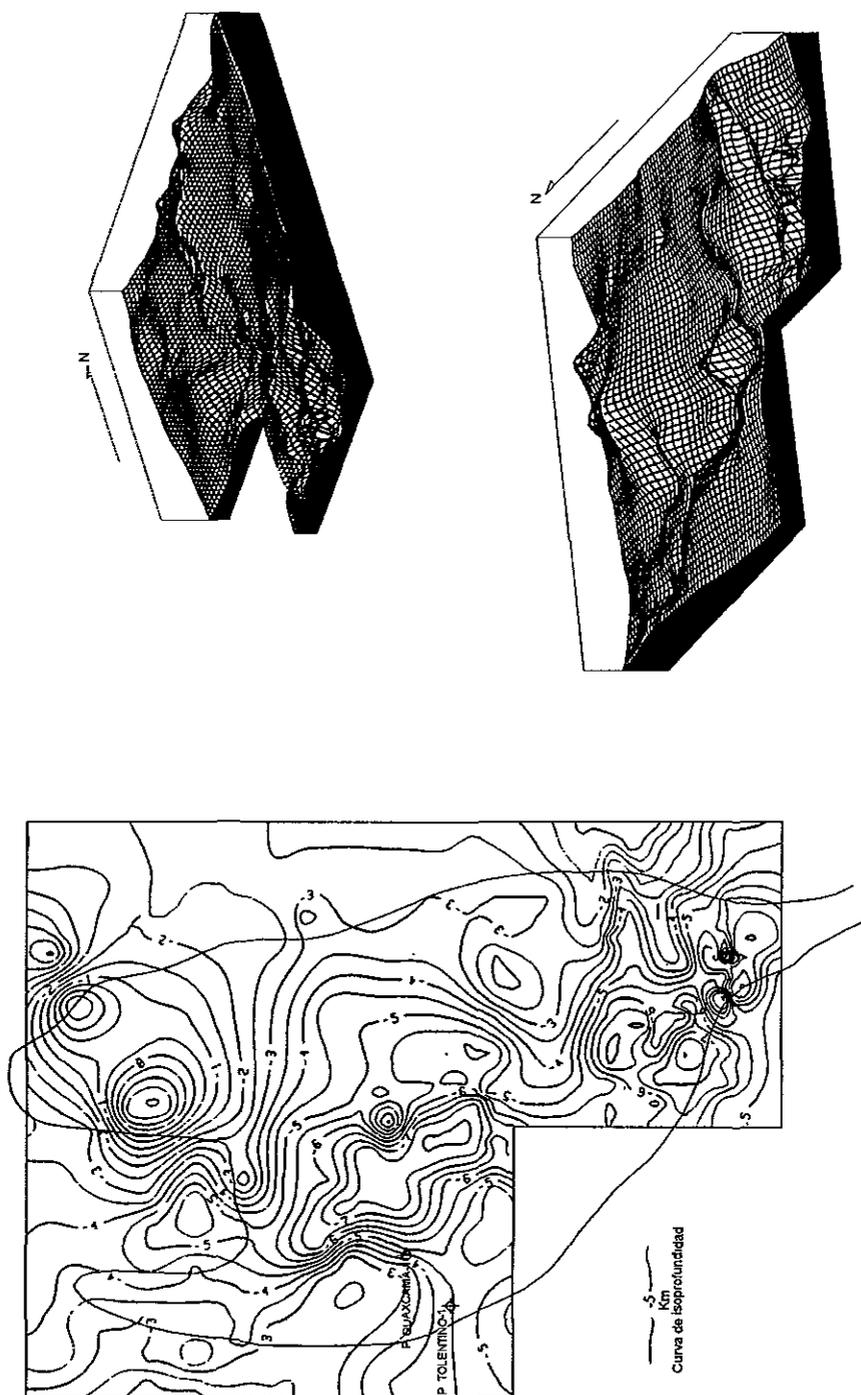


Fig. VII.2 Modelo tridimensional de la morfología del basamento y la carta de isobatas. (Valencia-Islas, 1993)

formaron taludes constituidos por materiales provenientes de los bancos, mezclados con sedimentos pelágicos y con sedimentos siliciclásticos finos (Guzmán, *op.cit.*).

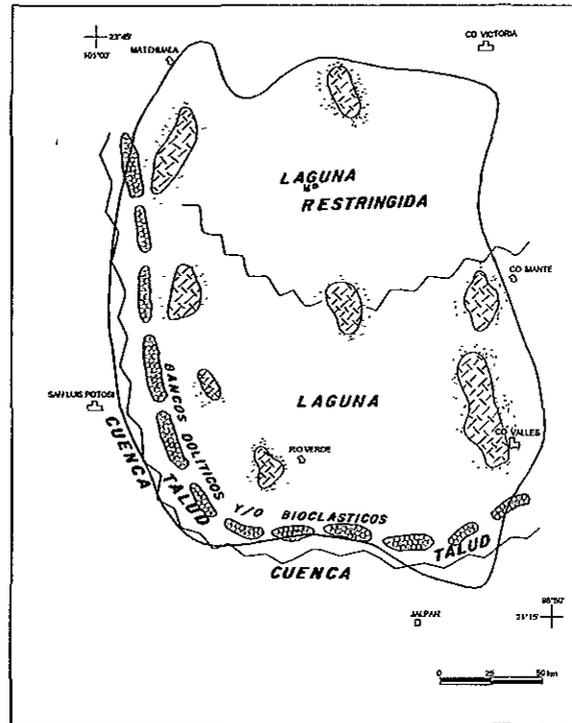


Fig. VII.3 Distribución de facies del Kimmeridgiano (Guzmán, 1988)

En el Tithoniano la transgresión logra cubrir a casi todas las áreas antes emergidas (figura VII.4), depositándose sedimentos arcillo-calcáreos de mar abierto, ricos en contenido orgánico, que gradan lateralmente con areniscas, limolitas y margas hacia los bordes de algunos bloques que permanecían como islas, aunque cada vez eran más reducidas. Este periodo se caracterizó por estabilidad tectónica, sin embargo la presencia de capas de bentonita, es evidencia de que en la parte occidental de México, estaba ocurriendo vulcanismo debido a subducción (Guzmán, *op.cit.*).

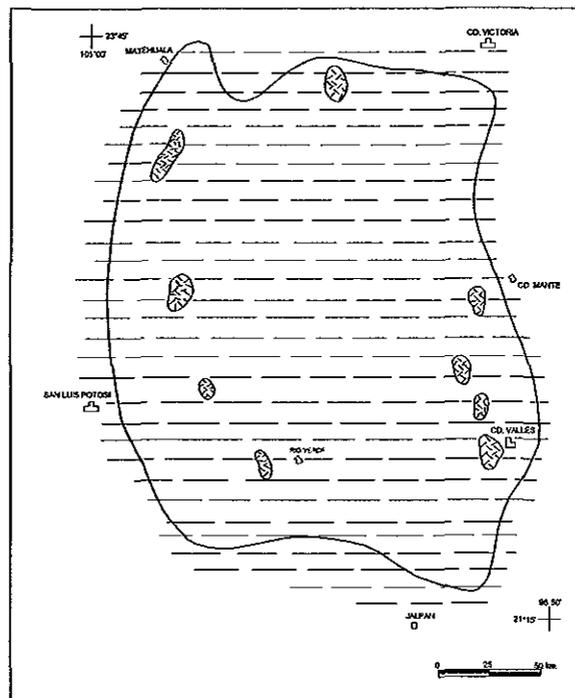


Fig. VII.4 Paleogeografía del Tithoniano (Guzmán, 1988)

Cretácico

Al iniciarse el Cretácico (figura VII.5) la subsidencia se hizo más lenta, lo que favoreció que sobre las áreas menos profundas se empezara a desarrollar bancos calcáreos. Probablemente estos crecimientos se iniciaron sobre los bloques altos que bordeaban las depresiones triásico-jurásicas (Carrillo, *op.cit.*)

Esto favoreció que sobre estos bloques de basamento se desarrollara el crecimientos de un potente complejo de barreras arenosas y dolomíticas de que impidieron la recirculación de las aguas marinas atrapadas en su interior, depositándose de esta manera sedimentos saturados en sales de la Formación Guaxcamá, (Carrillo, 1971, figura VII.6).

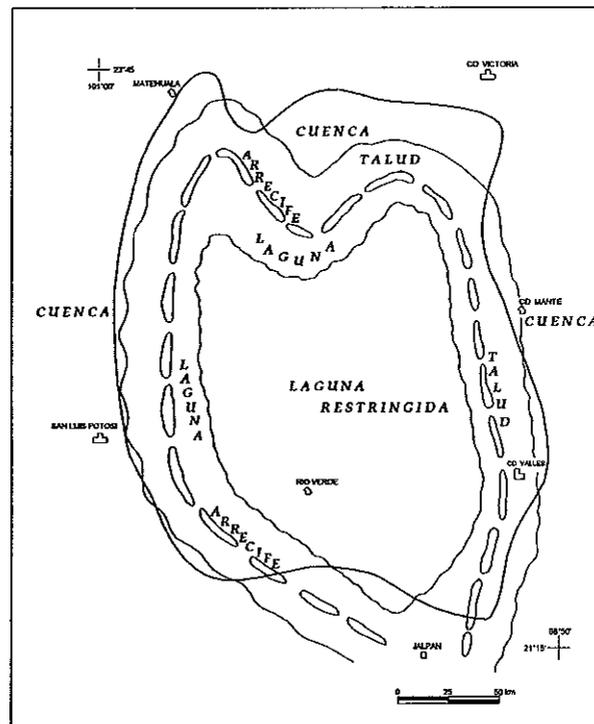


Fig. VII.5 Distribución de facies del Cretácico Inferior (Guzmán, 1988)

Guzmán, (*op. cit.*) menciona que más que en un alto de basamento, este crecimiento tuvo lugar de una manera similar a la que ha sido documentada en la plataforma de las Bahamas. En los bordes de las depresiones triásico-jurásicas pre-existente (figura VII.2) se desarrollaron bancos calcáreos similares a los que se llevaron al cabo en el modelo propuesto para la plataforma del Gran Banco de las Bahamas (figura VII.7) por Eberli y Ginsburg (1987). Estos autores mencionan que los diferentes bancos calcáreos desarrollados en los bordes de depresiones coalescen para formar una sola unidad sedimentológica en forma de gran atolón desarrollando arrecifes de barrera constituidos por rudistas, corales y algas. En su parte central se propicia la formación de ciertas restricciones, permitiendo que bajo ciertas condiciones de temperatura se precipiten sedimentos evaporíticos.

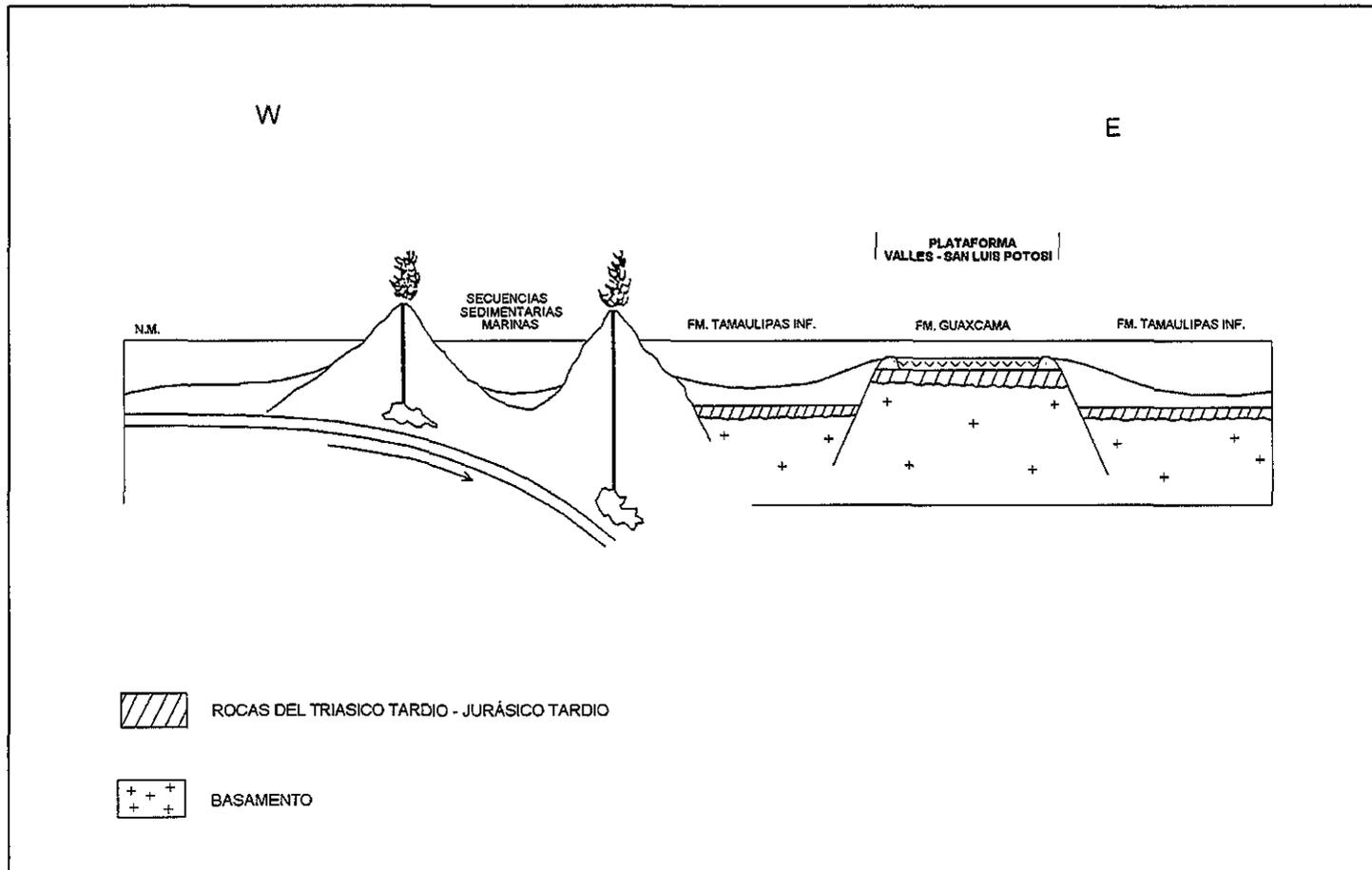


Fig. VII.6 Modelo esquemático para el Cretácico Inferior que explica el depósito de la Formación Guaxcamá a partir del confinamiento de aguas marinas limitadas por barreras arrecifales (Cabera *et al*, 1989)

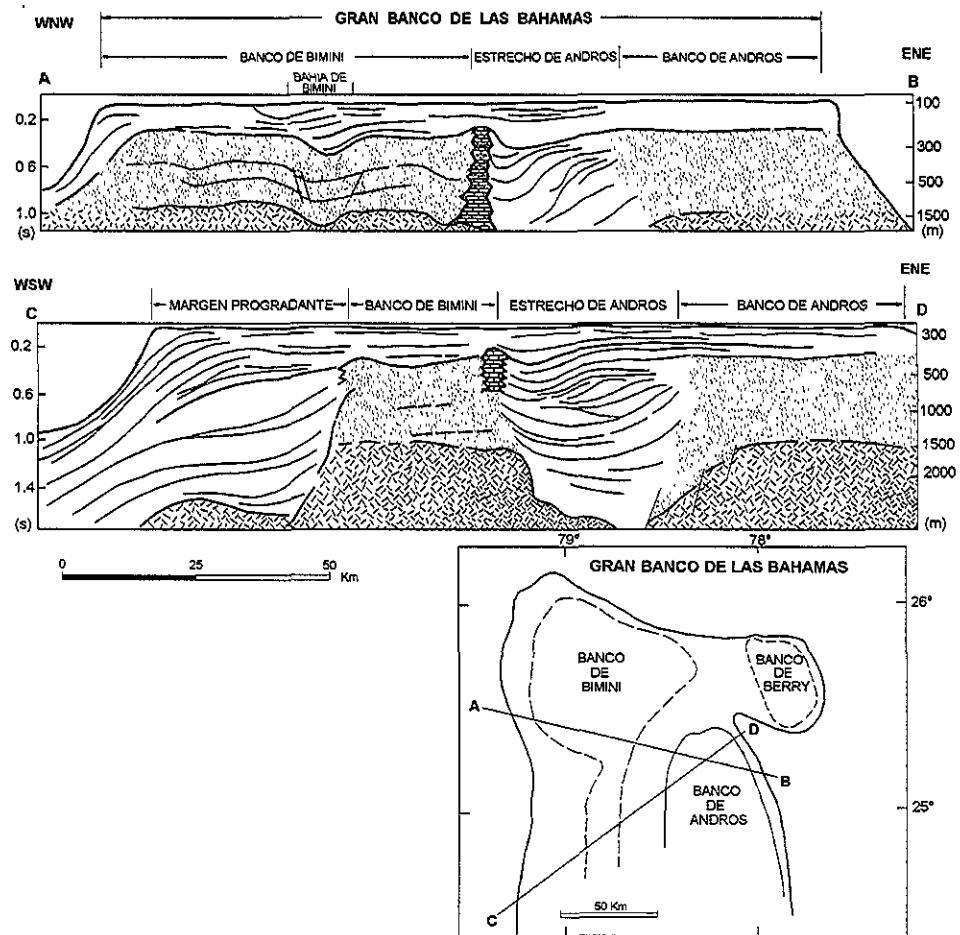


Fig. VII.7 Crecimiento por coalescencia del Gran Banco de la Bahamas (Eberli & Ginsburg, 1987)

La Formación Guaxcamá fue depositada ininterrumpidamente desde el Valanginiano hasta el Aptiano (Basañez, *et al op.cit.*) con un ligero incremento, en cuanto a extensión se refiere, de su facies de borde de plataforma. Esta facies están representadas por calizas gruesas, masivas en ocasiones, y por dolomías en la parte superior de la formación.

La Formación Guaxcamá presenta un cambio vertical de facies hacia las calizas de la Formación El Abra. La facies lateral de borde de plataforma corresponde a una unidad calcárea, siendo esta sincrónica con la Formación Guaxcamá (Basañez, *op.cit.*). Si consideramos que los sedimentos de la Formación Guaxcamá, se depositaron en ambientes lagunares restringidos, esta litofacies podría corresponder a la Formación Tamaulipas Inferior (?) (Salvador, *op.cit.* , Hernández, *op.cit.*). En ambos casos el cambio de facies es transicional y esta representado por dolomías (figura VII.8).

Valencia y Fortune (1994) a partir del análisis isotópico del contenido de azufre presente en las evaporitas de la Formación Guaxcamá reportan que la edad de esta formación va del Jurásico Superior al Aptiano, los mismos autores (*op. cit.*) ligan su origen al probable desarrollo de un rift intracontinental producido durante la apertura del Golfo de México.

Durante el Berriasiano-Aptiano Inferior y bajo una continuada subsidencia regional, el área queda cubierta casi totalmente por un extenso mar abierto representado por la facies pelágicas características de la Formación Tamaulipas Inferior, a excepción de la parte central de la plataforma en donde la Formación Guaxcamá continuo depositándose bajo condiciones restringidas y gracias al desarrollo de barreras dolomíticas (Guaxcamá dolomítico) que conformaban el borde de la plataforma.

El miembro basal calcarenítico de la Formación Tamaulipas Inferior pudiera constituir parte del complejo de barreras arenosas que condicionó el depósito evaporítico de la Formación Guaxcamá (*in* Hernández, *op.cit.*).

Durante el Aptiano se vuelve a producir un cambio de las condiciones sedimentológicas. Los depósitos que representan a este tiempo, corresponden a un ambiente de mar abierto, somero (Formación Otates), y a facies ligeramente profundas, también de mar abierto (Formación la Peña) (Moya- Cuevas, 1974).

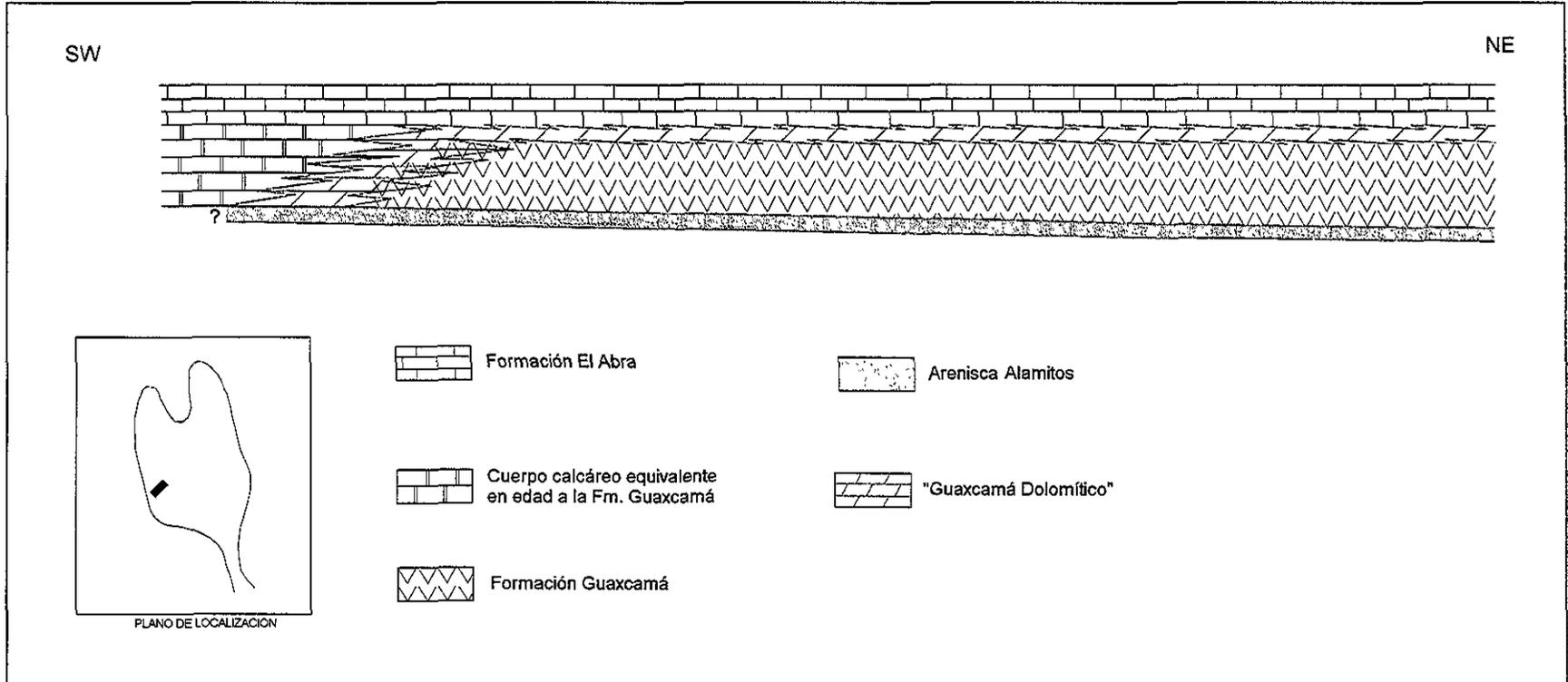


Fig. VII.8 Modelo sedimentológico en el área de estudio. La Formación Guaxcamá presenta un cambio de facies vertical con la Formación El Abra y horizontal con un cuerpo calcáreo equivalente en edad a la Formación Guaxcamá.

En el Albiano-Cenomaniano (Figura VII.9) los arrecifes marginales progradan hacia la cuenca expandiendo la laguna en donde se produce el mayor depósito de carbonatos registrado en la columna sedimentaria en el área (Formación El Abra). Hacia la parte tardía de este tiempo la inundación debió hacerse más rápida ya que las condiciones de restricción en la parte central de la laguna, desaparecen. El potente espesor de la Formación El Abra así como su extensión, evidencian una gran estabilidad tectónica de la plataforma y una lenta subsidencia, continua y en armonía con la fuerte producción de carbonatos en los distintos ambientes de depósito en que se desarrollaron.

La Formación El Abra en facies lagunares y arrecifales se depositó bajo un régimen de constante subsidencia sobre una plataforma carbonatada somera, con importantes desarrollos arrecifales sobre los bordes y hacia la periferia de la misma. La enorme y variada proliferación de organismos bentónicos y sésiles presentes en estos depósitos muestran que las condiciones paleoecológicas eran de temperatura cálida, con circulación de agua bien oxigenada en condiciones semirestringidas (Carrillo, *op.cit.*, Carrasco *op.cit.*, Enos, *op.cit.*).

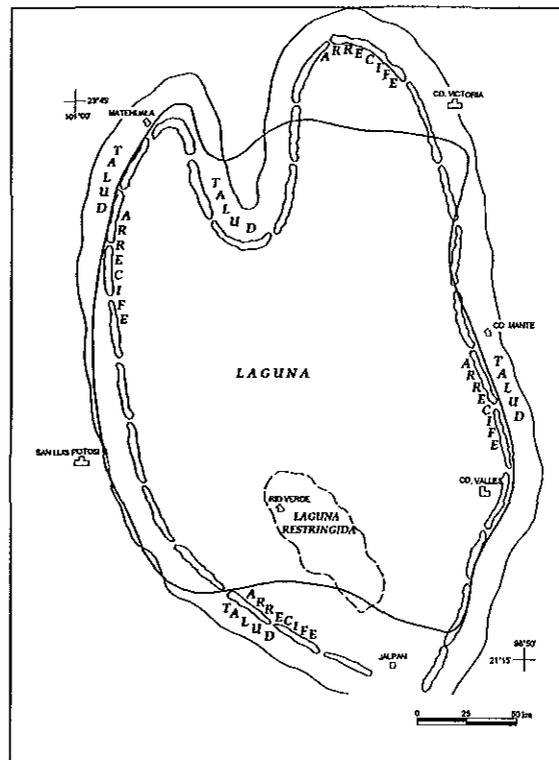


Fig. VII.9 Distribución de facies del Cretácico Medio (Guzmán, 1988)

Durante este tiempo se desarrolló en los bordes de la plataforma un importante complejo arrecifal en donde han sido definidas una gran variedad de facies sedimentarias asociadas con características de ambientes arrecifales (Enos, *op.cit.*, Carrasco, *op.cit.*, Aguayo, *op.cit.*, Minero, *op.cit.*). Ligados a los grandes crecimientos orgánicos que se originaron, dentro de la Formación El Abra, se diferencian las facies lagunar y de plataforma interna (sub, inter y supra), y las facies posarrecifales y pre-arrecifales.

Hacia las partes más profundas, la sedimentación también carbonatada, ocurrió bajo condiciones pelágicas en un mar abierto profundo, que se extendió por todo el contorno de la Plataforma Valles San Luis Potosí. En este ambiente las formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura, se depositaron contemporáneamente en la porción oriental y occidental de la plataforma respectivamente.

A inicios del Cretácico Superior tiene lugar un gran basculamiento que afecta al área, ya que las condiciones sedimentarias, principalmente para la porción occidental, refleja un cambio brusco en cuanto a su naturaleza y origen con respecto a la del Albiano-Cenomaniano.

Durante el Turoniano, en las porciones centrales de la plataforma con aguas más profundas se acumularon sedimentos calcáreos de ambiente de mar abierto representados por el Miembro inferior de la Formación Tamasopo (Carrillo, *op.cit.*). Sobre la margen oriental de la plataforma los cambios de facies se manifiestan en las formaciones San Felipe y Agua Nueva (in Hernández, *op.cit.*)

En el Coniaciano-Santoniano es depositado el Miembro Superior de la formación Tamasopo caracterizado por calizas lagunares dentro de las cuales están presentes abundantes arrecifes de parche, la mayoría distribuidos dentro de una franja arqueada que cruza a la plataforma Valles San Luis Potosí de norte a sur, en su parte media oriental (figura VII.10). Hacia el occidente hay continuidad con y en un cambio de facies en Cuenca Mesozoica del Centro de México (formaciones Indidura y Soyatal, Carrillo, *op.cit.*)

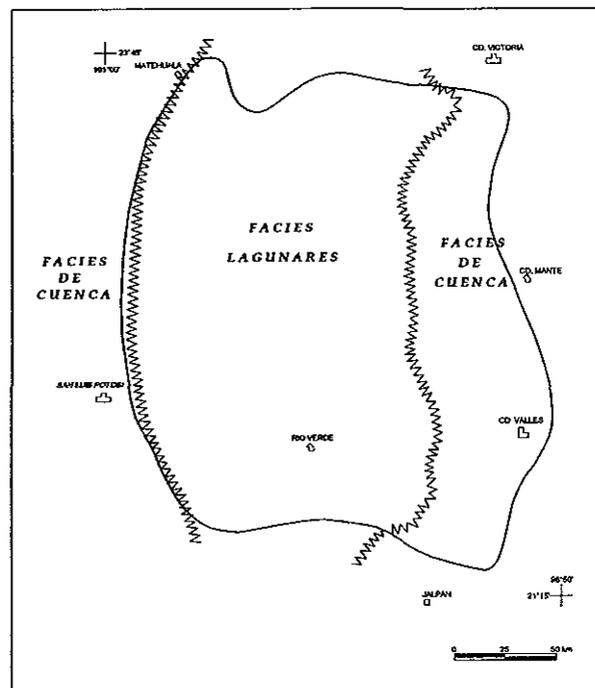


Fig. VII.10 Distribución de facies del Cretácico Superior (Guzmán, 1988)

Para el Campaniano-Maestrichtiano un importante levantamiento del occidente y suroccidente de la plataforma provocó el depósito de un potente espesor de sedimentos arcillo-calcáreos reflejando los primeros impulsos tectónicos de la Orogenia Laramide (Salvador, *op.cit.*, Weidie, et al *op.cit.*).

Debido al basculamiento regional de la plataforma hacia el noreste, tiene lugar la formación de una amplia franja inclinada de sedimentación, en donde se reúnen facies transicionales entre plataforma y mar abierto de mayor profundidad.

Las evidencias geofísicas indican que las rocas depositadas por debajo de las evaporitas de la Formación Guaxcamá, no se vieron afectadas ni por los esfuerzos gravitacionales, ni por los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide que tuvieron lugar en el occidente de la Plataforma Valles San Luis Potosí (Guzmán, 1988). De esta manera es de esperarse entonces, una tectónica compresiva de cobertera (“thin skin”), en donde no se involucra al basamento.

Las rocas de esta edad son sedimentos siliciclásticos finos y carbonatos que se depositaron sobre la parte media occidental de la plataforma Valles San Luis Potosí, con espesores que exceden los 1000m denominados Formación Cárdenas, con transición a facies de aguas profundas hacia el oriente (Formación Méndez) y hacia el occidente a la Formación Caracol de carácter turbidítico (Weidie, et al *op.cit.*)

La Formación Cárdenas, depositada en un ambiente marino somero, constituye la última evidencia de la plataforma carbonatada cretácica (Guzmán, *op.cit.*).

VII.3 EVOLUCIÓN CENOZOICA

Bajo las condiciones tectónicas y sedimentarias ya descritas da inicio la Era Cenozoica, en el cual continuó el levantamiento progresivo de lo que fue porción occidental de la plataforma Valles San Luis Potosí, alejando aún más la línea de costa hacia el oriente. Se depositaron potentes secuencias terrígenas continentales que se encuentran plegadas como producto de la Orogenia Laramide culminando este evento compresivo en el Eoceno (Weidie, *op.cit.*, Salvador, *op.cit.*).

CAPÍTULO VIII

ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA TECTÓNICA SALINA

El presente capítulo pretende revisar conocimientos que existen respecto a la cinemática que desarrollan las masas salinas, principalmente relativo a sus características reológicas. También se revisan las propiedades de los cuerpos salinos subordinados que se generan, y se exponen los rasgos más importantes del arreglo mineral y las características geométricas de éstos cuando son sometidos a esfuerzos de cizalla. El propósito es que el lector tenga un antecedente de los mecanismos y fenómenos que entran en juego durante el emplazamiento halocinético de las masas salinas y tenga posibilidad de comparación del modelo para su correcta aplicación en subsuelo en el sureste de México.

VIII.1 PROPIEDADES FÍSICAS DE LA SAL

VIII.1.1 Composición química

La sal es cloruro de sodio (NaCl) y su composición química esta representada por cloro 60.6% y sodio 39.4%. Las masas salinas se componen de casi un 100% de NaCl y un porcentaje mínimo de impurezas, calcita (CaCO_3) 5.68%, anhidrita (CaSO_4) 1.58%, trazas de dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), pirita (FeS), cuarzo (SiO_2), celestita (SrSO_4), barita (BaSO_4) y sulfuros y minerales de Fe, Br, Zn, K, y Cr.

Se presenta como una masa plástica con una porosidad del 50% a profundidades someras, decreciendo en aproximadamente 10% a los primeros metros de sepultamiento y 0% a una profundidad relativa (Urai, et al, 198)

VIII.1.2 Características petrográficas

La sal es incolora en sección delgada, cristaliza en el sistema cúbico (figura VIII.1). Presenta un relieve muy bajo, aproximadamente igual al del bálamo. Presenta nula birrefringencia y oscurece entre nicoles cruzados. Tiene un índice de refracción de 1.544. Presenta una dureza de 2.5. y densidad entre 2.1 a 2.6

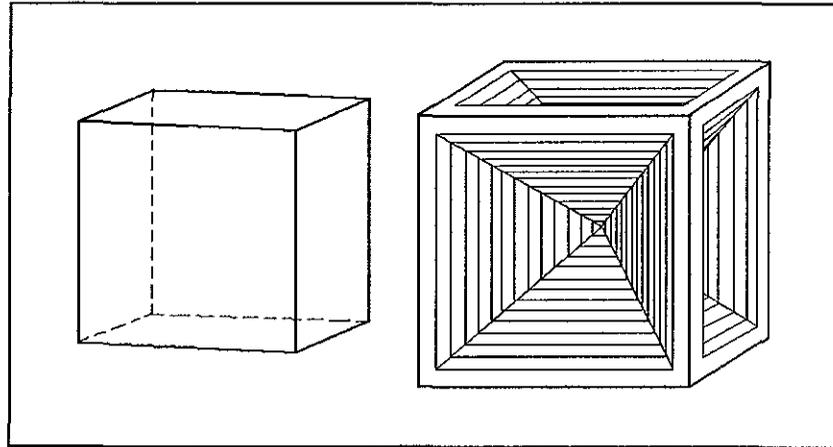


Fig. VIII.1 Sistema cúbico de cristalización de la sal

VIII.2 MICROESTRUCTURAS DE LAS ROCAS DE SAL

La fábrica primaria granular de la sal pura -el equivalente composicional de la típica sal diapírica de las costas del Golfo de México- es bien conocida a través de estudios de secuencias naturales y precipitación experimental de salmueras supersaturadas (Arthurton, 1973). En las condiciones descritas, la halita forma cristales elongados que presentan una fuerte orientación perpendicular a la estratificación (figura VIII.2). Dentro de un estrato de 1-10 cm de espesor pueden existir variaciones en la forma del grano, tamaño y arreglo; el tamaño del grano generalmente se incrementa hacia arriba dentro de una misma capa.

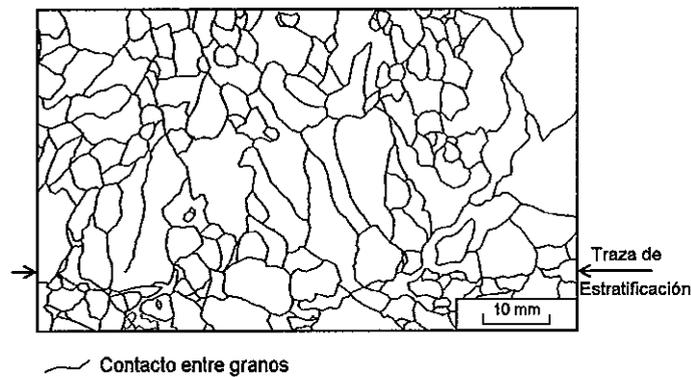


Fig. VIII.2 Microestructura de sal no deformada.
Cuenca Palo Duro, NW de Texas (Talbot & Jackson, 1987)

Muchos cristales de halita se originan en la superficie de la salmuera en evaporación con uno de los dos hábitos: (1) placas rectangulares delgadas y suspendidas en la superficie por tensión superficial o (2) pirámides con bases cuadradas huecas que flotan como apéndices de cristales de media tolva descendentes por desplazamiento de la salmuera. Las caras de estos cristales pueden crecer en la superficie tan rápido como se van hundiendo (Arthurton, *op.cit.*).

Una cristalización intercumulus de granos pequeños pueden localmente preservar la fábrica primaria elongada del cristal normal a la estratificación. Por lo contrario, una recristalización secundaria comúnmente conlleva a una fábrica poligonal granoblástica, similar a la que se desarrolla en las rocas metamórficas de alto grado (figura VIII.3). La textura granoblástica algunas veces es debida a recristalización diagenética que es realizada por el agua atrapada dentro y entre los cristales primarios.

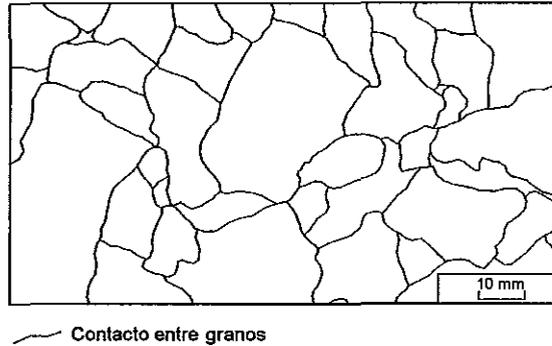


Fig. VIII.3 Microestructura de sal no deformada.
Cuenca Palo Duro, NW de Texas (Talbot & Jackson, 1987)

Los cúmulos primarios y texturas intercumulus de minerales puros de sal cristalizan a partir de las salmueras (figura VIII.3) (Arthurton, *op.cit.*). Estos son sorprendentemente parecidos a aquellos minerales de silicatos cristalizados de los magmas.

El tamaño de los cristales de sal varía, pero es característico un tamaño de 0.5 - 5 cm. Los granos más finos se encuentran en zonas de cizalla cuando la hay; los más gruesos, - comúnmente cúbicos- se localizan en las sombras de los esfuerzos a un lado de los bloques que se involucran durante la actividad de un fallamiento (Talbot & Jackson, 1987). Las masas de sal que han sido naturalmente deformadas generalmente presentan estructura ya sea granoblástica o gneisoide (figura VIII.4), y la forma y orientación de los granos amoeboides pueden definir foliaciones planares, lineaciones o ambas (Talbot & Jackson, *op.cit.*).

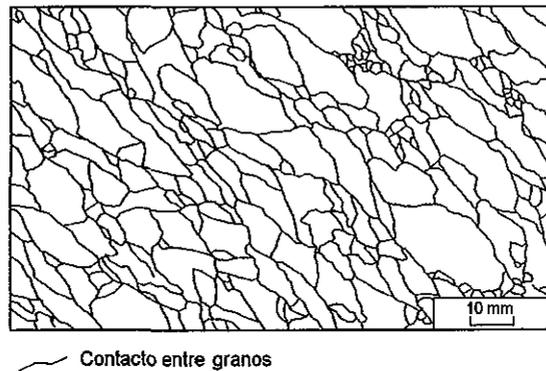


Fig. VIII.4 Microestructura de sal naturalmente deformada.
Domo Oakwood, Este de Texas (Talbot & Jackson, 1987)

Algunos domos que han sido sometidos a un intenso esfuerzo (Urai *et al*, op.cit.) muestran una textura mineralógica definida por granos amoiboideos de 4 cm de sección (figura VIII.5). Estas estructuras se presentan en zonas de intensa milonitización asociada con flujo de pliegues y deslizamiento. Los porfiroclastos transparentes de halita disminuyen en número y en tamaño, y su espaciamiento se incrementa en un volumen creciente de granos hijos traslúcidos de grano fino (< 1mm) (figura VIII.5).

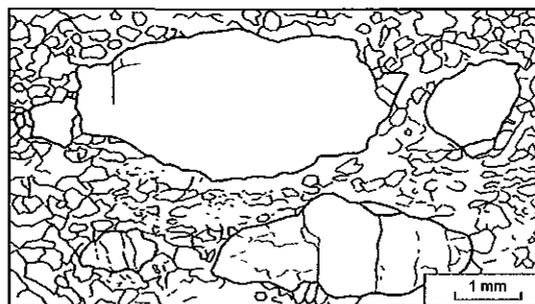


Fig. VIII.5 Microestructura de sal naturalmente deformada (milonita).
Kuh-e-Namak, Iran (Talbot & Jackson, 1987)

VIII.3 ASPECTOS REOLÓGICOS EN LA DEFORMACIÓN DE LOS DIAPIROS DE SAL

La forma de una masa de sal es causada por las propiedades físicas de las rocas de sal. La sal reacciona a cualquier esfuerzo mecánico semejando a un líquido más que a un sólido, el grado de deformación depende principalmente de la carga sedimentaria (p) y de la temperatura (T) de la sal. Generalmente las rocas que sobreyacen a una masa salina presentan una densidad mayor que la sal. Diversos experimentos han demostrado que una carga de 180000 a 270000 kg la halita cesa de ser un sólido y pasa a un estado plástico o viscoplástico. Entre más alta es la temperatura, la sal se vuelve más móvil (Gussow, 1966). El producto (pT) controla la deformación (Bernburg-Richter, G, 1987).

La propiedad física de la sal que interesa resaltar en este trabajo, es su tendencia para moverse como un fluido viscoso. Los minerales de sal que presentan un mayor contenido de agua (por ejemplo la carnalita) son los más móviles, la halita exhibe un mayor comportamiento plástico.

VIII.4 ESTRUCTURA DE LOS DOMOS DE SAL

La compleja geometría interna de los cuerpos salinos en el Golfo de México representa un estilo estructural distintivo. Especialmente en aquellos cuerpos que fueron sometidos a regímenes de esfuerzos extensivos y compresivos.

Los primeros estudios de la estructura interna de los diapiros de sal en el Golfo de México fueron llevados a cabo por Balk (1949, 1953). Estudios subsecuentes incluyen los de Kupfer (1962, 1968, 1976), Muehlberg (*op.cit.*), Hoy *et al* (1962), Muehlberg and Clabaugh (1968), Talbot & Jackson (*op.cit.*) y Talbot, Rönnlund, Schmeling, Koyi and Jackson (1991).

Existen otros estudios del interior de estos diapiros pero son casi exclusivamente relacionados a la microestructura y propiedades reológicas y geotécnicas de los domos de sal relacionados con su uso potencial para almacenar productos del petróleo y desechos radiactivos (Hardy, et al, 1985; White & Spiers, 1985; Djahanguiri & Matthew, 1985).

VIII.4.1 Zonas de cizalla y espinas de sal

Las zonas de cizalla dentro de los diapiros de sal de la costa del Golfo de México han causado mucho interés desde que Balk (*op.cit.*) estudió por primera vez los domos salinos Grand de Texas. Balk (*op.cit.*) y Kupfer (*op.cit.*) describieron en los diapiros de la Costa del Golfo zonas de cizalla separando masas de sal que se movían en diferentes velocidades o en diferentes tiempos o en diferentes direcciones. El cuerpo de sal encerrado por una o más zonas de cizalla es llamada espina o lengua. Estas ocurren en todos los tamaños, las más grandes se mueven a mayores distancias verticales. Las espinas más pequeñas pueden en muchos casos moverse solamente localmente en diferentes tasas de avance.

Muchos domos contienen pequeñas proporciones de material sedimentario (por ejemplo lutita y areniscas) derivadas ya sea de material originalmente depositado con la sal o de material que fue incorporado al domo durante su desplazamiento vertical. Kupfer (*op.cit.*) distingue en los domos de sal tres categorías de zonas de cizalla: zona de cizalla externa, límite de zona de cizalla y zona de cizalla interna y por implicación, tres diferentes tipos de espinas de sal.

VIII.4.2 Zona de cizalla externa

El diapirismo se define, como la intrusión sólida de una masa dentro de otra (Braunstein and O'Brien, 1968), el límite entre dos masas diapíricas cualesquiera es una zona de falla. La zona de cizalla externa entonces se desarrolla en el borde del domo de sal. Consiste de dos partes, una cubierta sedimentaria externa (por ejemplo lutitas) y la cubierta de sal interna. La cubierta sedimentaria ha sido ampliamente reconocida (Hana, 1953; Johnson and Bredeson, 1971) como una zona de falla de sedimentos alrededor de la masa de sal que ha sido cizallados en contra de esta (figura VIII.6a). Esta cubierta es transicional, alejada de la sal pasa a un material diapírico y de allí a una brecha de falla interestratificada (Atwater and Forman, 1959).

La longitud de la zona de mezcla entre la cubierta sedimentaria y la cubierta de sal puede variar. Se asume que la mayoría de las espinas de sal presentan una zona combinada (por

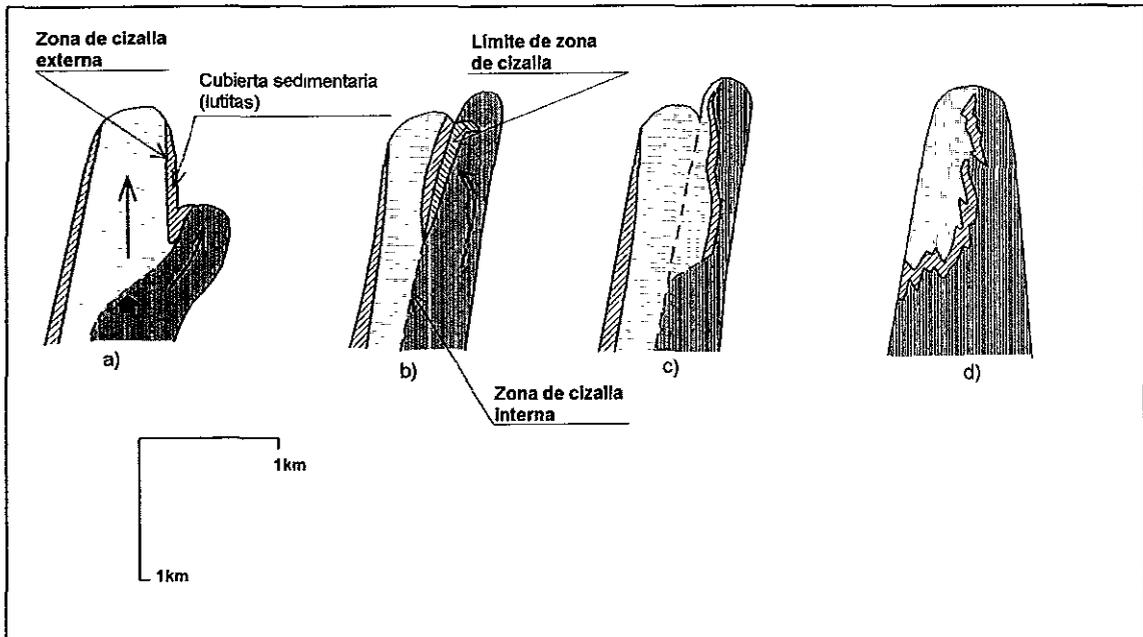


Fig. VIII.6 Modelo esquemático de los límites de zonas de cizalla en estructuras salinas (Kupfer, 1976, modificado). La secuencia de emplazamiento se explica en el texto

ejemplo de lutita-sal) de zona cizalla de aproximadamente de 300 m, pero localmente pueden ser mayores a 500 m.(Kupfer, *op. cit.*). En la Mina Weeks de Texas (Kupfer, *op. cit.*) la zona de cizalla se extiende al menos 150 m dentro de la zona de sal, sin embargo esta zona puede ser aún más amplia.

VIII.4.3 Límite de zona de cizalla

Si una espina de sal diapíricamente rompe sedimentos y es circundada por una cubierta de lutitas, y otra espina de sal se intrusióna independientemente adyacente a la anterior (figura VIII.6a) algo de esa cubierta de lutitas será atrapada entre esas dos espinas de sal (figura VIII.6b). Este tipo de relación ha sido encontrado en cuatro de las cinco minas de sal Five Island en el Estado de Lousiana, las cuales han sido mapeadas, concluyéndose que esto marca el límite entre las dos espinas del movimiento de la sal (Kupfer, *op.cit.*).

El proceso anterior descrito es razonable, pero implica que sea más fácil para la sal empujar a un lado en los sedimentos adyacentes suaves y no compactados que en la propia sal (figura VIII.6a). Bajo ciertas condiciones esto puede ser verdad. Una vez que la columna de sal se ha estabilizado la sal se enfría y se vuelve más competente y más difícil de removilizar (Gussow, *op.cit.*). La formación de la roca de cubierta (“cap rock”) en la cima de la sal (Walker, 1974), la cual también estabiliza la cima de la columna de sal. Esta inestabilidad entonces es transferida a algún punto más profundo en la columna de la sal donde la sal está todavía caliente y menos densa que los sedimentos circundantes (por ejemplo en el punto que indica la flecha ancha de la figura VIII.6). En este punto puede ser mucho más fácil para la segunda espina de sal empujar a la sobreyacente masa de sal más móvil y más caliente que empujar los sedimentos más duros, más densos y más compactos sedimentos, el resultado se muestra en la figura VIII.6b.

En la figura VIII.6c la zona de cizalla externa y la sal circundante son llevadas hacia arriba. En cualquier caso, el sedimento extraño de la zona de cizalla antigua estará en la zona intermedia de la sal -un límite de zona de cizalla- sujeto a las misma fuerza y distorsionado de la misma manera. En movimientos posteriores el conjunto fluirá dentro de los mismos tipos de pliegues verticales típicos de las costas del Golfo de México (figura VIII.6d).

Los límites de zona de cizalla pueden presentar amplitudes de 3 hasta 100 m, y pueden ser muy extensos tanto en dirección lateral como vertical (Kupfer, *op.cit.*).

VIII.4.4 Zona de cizalla interna

La zona de cizalla interna se caracteriza también por presentar un pronunciado cizallamiento pero sin contener material sedimentario. En la figura VIII.6b parte del límite entre las dos espinas, se encuentra entre las dos espinas de sal sin la intervención de sedimentos. Si se encuentra entre dos “grandes” espinas, el desplazamiento podría ser muy grande. Esta falta de sedimentos hace a la zona de cizalla interna muy difícil de reconocer.

Las zonas de cizallas internas también ocurren entre las espinas “pequeñas” y con mucho menos movimiento diferencial a través de la zona (Kupfer, *op.cit.*)

Talbot & Jackson, (*op.cit.*) desarrollaron un modelo que explica la formación de límites de cizalla en posición vertical. Esto de acuerdo a los autores se forma como una sucesión de eventos en los cuales la masa a salina se emplaza rompiendo la cubierta sedimentaria que le sobreyace, a medida que se lleva a cabo el movimiento ascendente llega el momento que la masa salina se “derrama” atrapando de esta manera parte de esa cubierta sedimentaria, provocando así un tren vertical de cubierta sedimentaria (por ejemplo lutitas) (figura VIII.7).

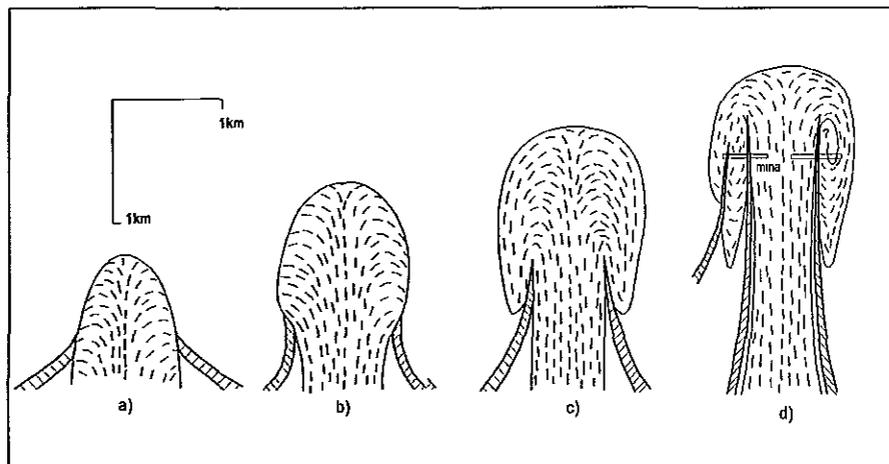


Fig. VIII.7 Límites de zonas de cizalla en estructuras salinas (Talbot & Jackson, 1987).

La secuencia de emplazamiento se explica en el texto

VIII.5 TAMAÑO DE LAS ESPINAS DE SAL

Las espinas ocurren en todos los tamaños y pueden presentarse en cantidades de dos, tres y hasta cuatro por tronco. Estas espinas pueden tener grandes desplazamientos diferenciales probablemente del orden de 1 a 5 km (Kupfer, *op.cit.*).

Las espinas de sal de menor tamaño se pueden presentar en cantidad de docenas hasta cientos. Muchas parecen tener desplazamientos más pequeños. Parece que las espinas más pequeñas presentan desplazamientos más pequeños y las espinas grandes movimientos más grandes.

VIII.5.1 Rango de movimientos halocinéticos de la sal

Sanneman, 1960 (*in* Trusheim *op.cit.*) menciona que el rango de flujo de la sal en el tiempo geológico es en promedio de 0.3 mm por año. Se ha medido un movimiento relativo de 1-2 mm por año en los troncos del mar Caspio (Lotze, 1957, *in* Trusheim, *op.cit.*). En el norte de Alemania Teichmüller, 1948 (*in* Trusheim *op.cit.*) midió 2 mm en los últimos 20000 años. En Iraq, Lees y Falcon, 1952 (*in* Trusheim *op.cit.*) midieron 2.4 mm por año.

En la minas de sal de potasio de acuerdo con Spackeler, 1957 (*in* Trusheim *op.cit.*) se han medido desplazamientos de esta sal de 72 y 88 mm hasta 1.25 m por año.

CAPÍTULO IX

APLICACIÓN DEL MODELO SUPERFICIAL DEL COMPORTAMIENTO MECÁNICO DE LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ AL SURESTE DE MÉXICO

El modelo de la mecánica de emplazamiento determinado para la Formación Guaxcamá se extrapoló hacia el play subsalino Coatzacoalcos. Para esto los distintos niveles de deformación reconocidos en superficie se compararon con las deformaciones estudiadas en subsuelo, tomando en cuenta a la vez el comportamiento cinemático en espigas que desarrollan los cuerpos salinos en su movimiento ascendente. Se incluyeron una serie de estudios al microscopio electrónico de barrido de las muestras de sal, con la finalidad de analizar la morfología de sus cristales y compararla con la desarrollada por los cristales de evaporitas de la Formación Guaxcamá. Para los estudios de deformación en el Play Coatzacoalcos se utilizaron tres pozos localizados en las inmediaciones del Río Coatzacoalcos (figura IX.1) en virtud del acceso que se tuvo a ellos.

IX.1 LOCALIZACIÓN DEL PLAY COATZACOALCOS

El Play Coatzacoalcos se encuentra ubicado geológicamente en la porción oriental de las cuencas del Sureste, limitada al Este por la cuenca de Macuspana, al Noroeste por la región volcánica de los Tuxtlas, y al Sureste por el frente tectónico de la Sierra de Chiapas (figura IX.1) . Se caracteriza por presentar sedimentos recientes de edad cuaternaria y secuencias de lutita y arenisca del Mioceno. El cuerpo salino estudiado se localiza a orillas del Río Coatzacoalcos y presenta dos cimas elongadas orientadas SW-NE.

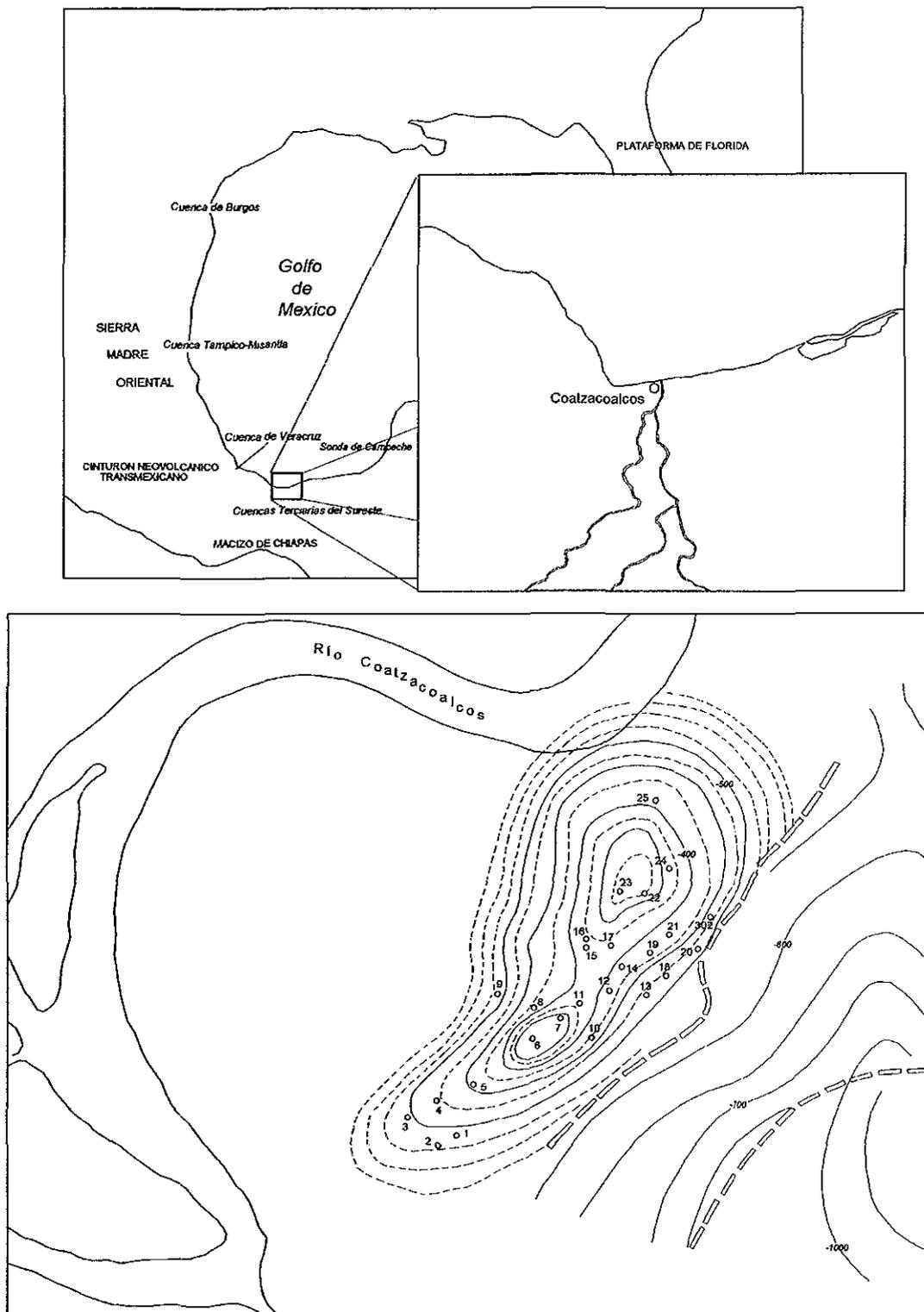


Fig. IX.1 Localización del Play Coatzacoalcos

IX.2 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DE LOS NÚCLEOS DE SAL

Se estudiaron a nivel macroscópico los núcleos de sal de los pozos a los que se tuvo acceso, identificando las distintas texturas y estructuras, para su posterior examen análisis a nivel microscópico.

Los pozos en estudio atravesaron una secuencia terrígena terciaria (Tabla IX.1) y un potente intervalo de sal sin alcanzar su base.

Plioceno	Concepción Inferior
Mioceno	Encanto
	Depósito
Oligoceno	La Laja
	Sal

Tabla IX.1 Columna geológica atravesada por los pozos en estudio en el play subsalino Coatzacoalcos

Pozo No. 3

En la parte superior del Núcleo-1 (546-555m) se observan una serie de lineaciones impresas (láminas IX.1a) contiguas a una intercalación de anhidritas (lámina IX.1b) fuertemente deformadas.

En el Núcleo-2 (589-598m) se aprecia sal con estructura masiva e intercalaciones de anhidrita con un ligero echado (lámina IX.1c).

El Núcleo-4 (700-709m) presenta bandas de anhidrita intercaladas, exhibiendo un echado muy pronunciado. Se aprecian zonas de impregnación de hidrocarburos orientadas según la dirección de dichas intercalaciones (lámina IX.1d).

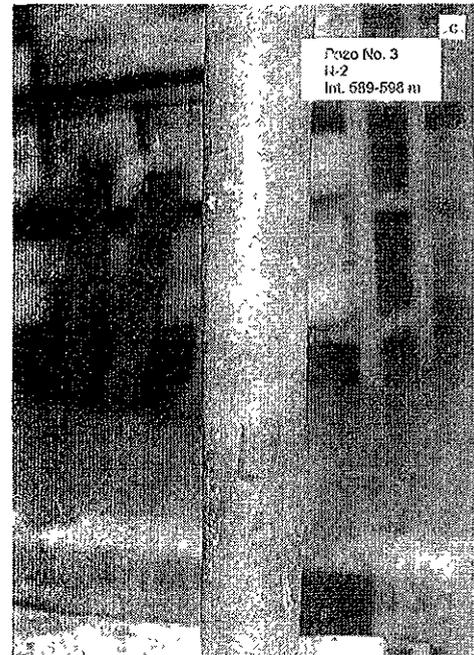
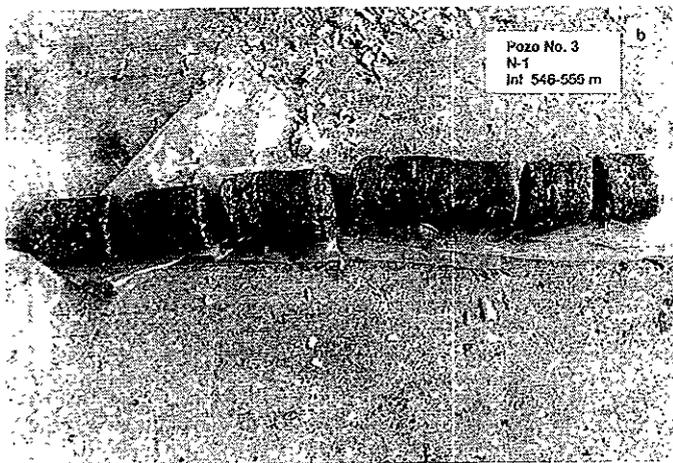
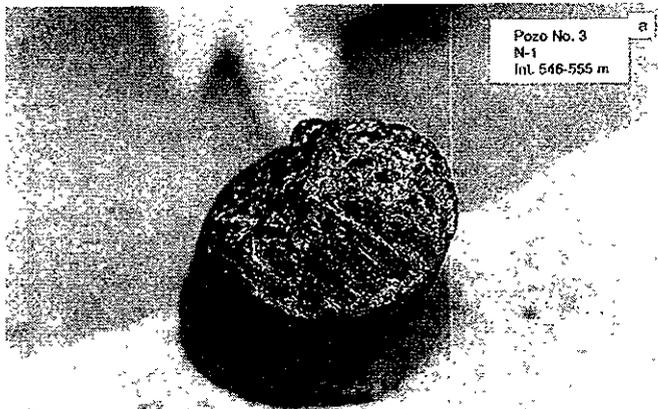


Lámina IX.1

Pozo No. 3

- a) Lineaciones de estiramiento en la parte superior del núcleo.
 b) Deformación dentro de la sal manifestada por las intercalaciones de anhidritas. c) Sal con estructura masiva e intercalaciones de anhidrita con echado suave. d) Intercalación de bandas de anhidrita con echado pronunciado conteniendo hidrocarburos. e) Impregnaciones de hidrocarburos siguiendo las intercalaciones de anhidrita.

En el Núcleo-8 (891-900m) se observa impregnación de hidrocarburos más frecuentes (lámina IX.1e).

Pozo No. 4

El Núcleo-3 (950-958.5m) presenta un intervalo de 20m aproximadamente de lutitas intensamente deformadas, (láminas. IX.2a y IX.2b). Adyacente a este sector se encuentra una zona con fracturamiento (lámina. IX.2c).

Pozo No. 5

En el Núcleo-2 (800-809m) se presentan nuevamente lineaciones (lámina IX.3a) impresas en el núcleo. Adyacentes a estas lineaciones se tienen fracturas hasta de 4 cm de ancho (láminas IX.3b y IX.3c) que presentan la misma posición de las intercalaciones de anhidritas.

En el núcleo 2, parte 12 (800-809m) se observa una alta impregnación de hidrocarburos siguiendo las intercalaciones de anhidrita (lámina IX.3d).

En el Núcleo-3 parte 22 (830-839m) se observa una alta impregnación de hidrocarburos siguiendo las intercalaciones de anhidrita (Lámina IX.3e).

El Núcleo-3 parte 27 (830-839m) se observa nuevamente deformación intensa de la sal, manifiesta en las intercalaciones de anhidrita (lámina IX.3f).

En el Núcleo-6 parte 2 (1020-1028m) se tienen nuevamente lutitas altamente deformadas. Obsérvese que algunos fragmentos “flotan” dentro de la sal (lámina. IX.3g).

Pozo No. 7

En el núcleo-3 (750-759m) se presenta sal con estructura masiva, exhibiendo intercalaciones de anhidritas con un echado pronunciado impregnadas de hidrocarburos (lámina IX.4a).

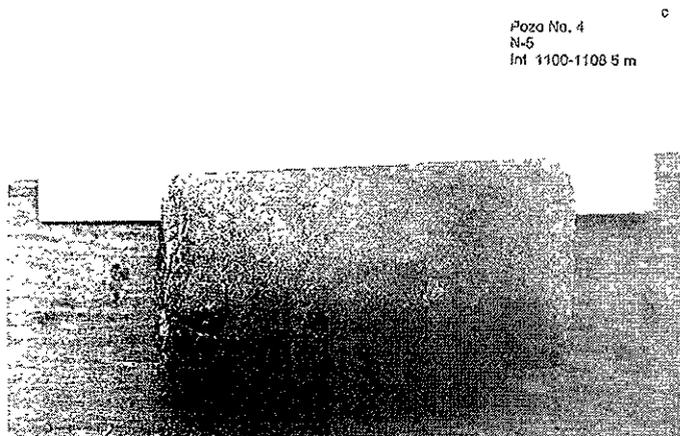
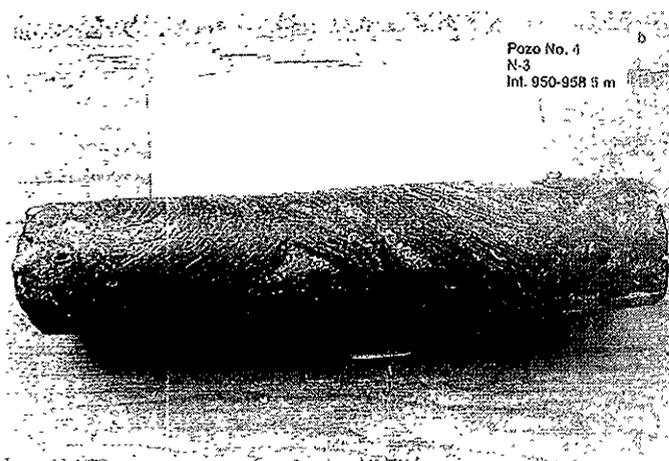
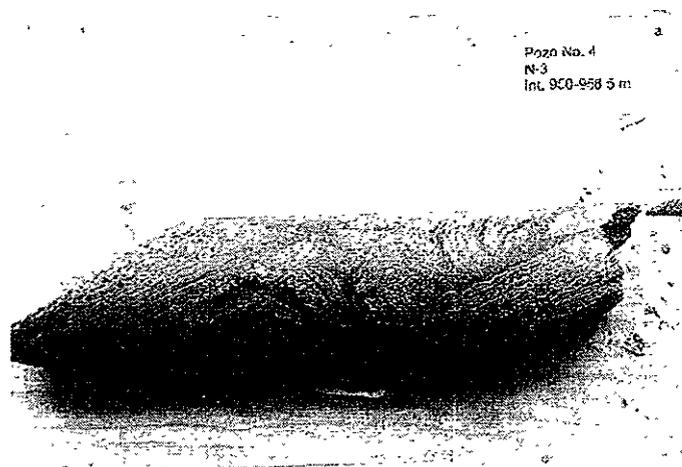


Lámina IX.2

Pozo No. 4

a y b) Lutitas dentro de la sal intensamente deformadas, representando un intervalo de aproximadamente 20m. c) Zona de fracturas contigua al intervalo anterior.

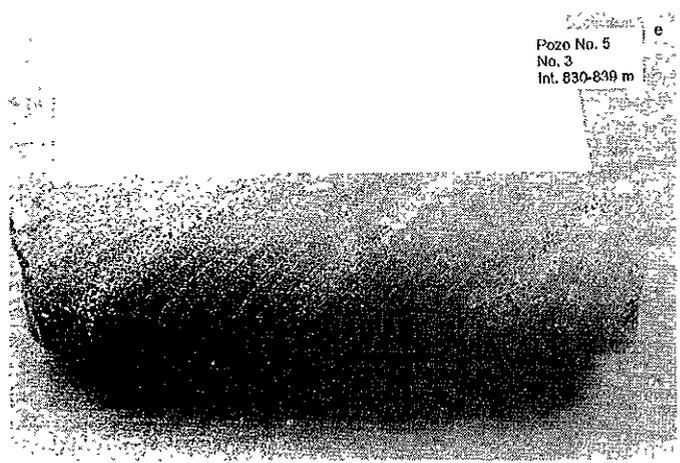
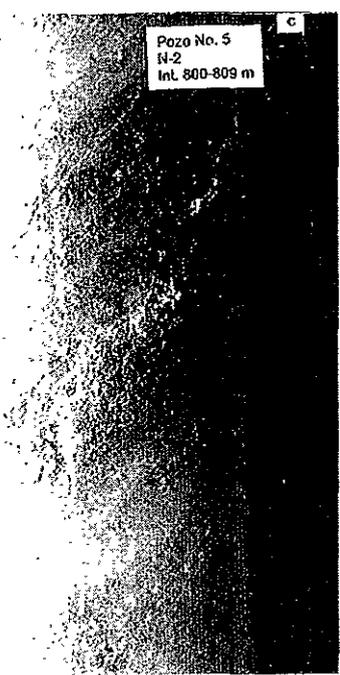
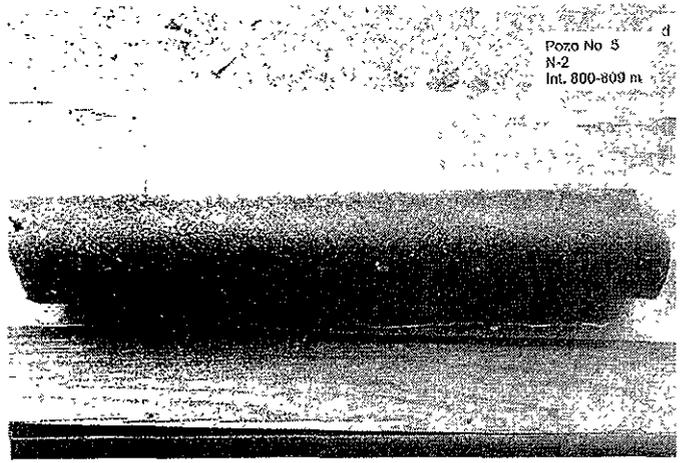
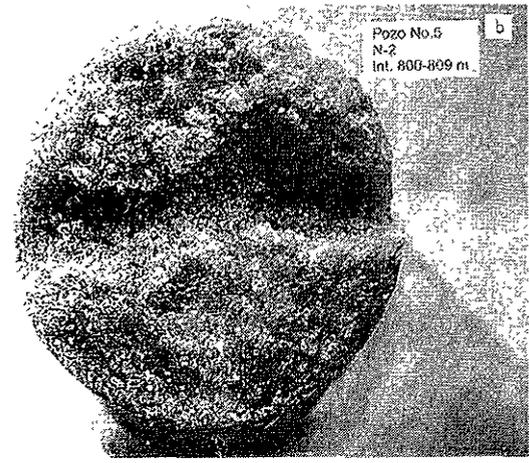


Lámina IX.3

Pozo No. 5

a) Lineaciones de estiramiento impresas en el núcleo. b y c) Fracturamiento. d) Alta impregnación de hidrocarburos siguiendo las intercalaciones de anhidrita. e) Intercalaciones de anhidrita conteniendo impregnación de hidrocarburos.

Pozo No. 5
No. 3
Int. 830-839 m



Lámina IX.3 (continuación)

Pozo No. 5

f) Alta deformación dentro de la sal manifestada por las intercalaciones de anhidritas.

g) Lutitas altamente deformadas, obsérvese que algunos fragmentos de éstas "flotan" dentro de la sal.

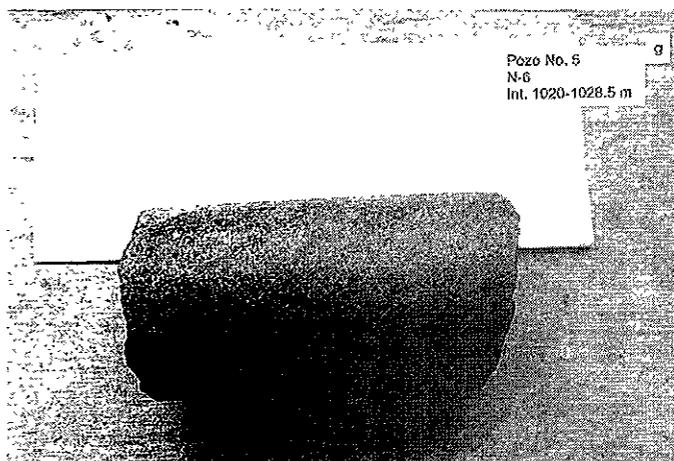


Lámina IX.4

Pozo No. 7

a) Sal con estructura masiva presentando las intercalaciones de anhidritas con un echado pronunciado impregnadas de hidrocarburos.

IX.3 SECCIÓN GEOLÓGICA

Todos los rasgos texturales identificados en los núcleos fueron representados en una sección geológica construida previamente por geólogos de Pemex. En la sección se pueden observar los intervalos de fracturamiento y la deformación intensa en las lutitas adyacentes a las lineaciones (figura IX.2). También se dibujaron las intercalaciones de anhidrita representando el echado.

Con los datos descritos se construyó un bloque diagramático (figura IX.3) en el que están representados dos niveles de deformación intensa, caracterizados por presentar lineaciones de estiramiento, fracturamiento y deformación en sus intervalos de lutitas.

IX.4 ESTUDIO CON MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO

Se realizó una serie de exámenes al microscopio electrónico de barrido de núcleos a los que se tuvo acceso. Debido al tamaño de los cristales de la sal ($> 1\text{mm}$) se llevaron a cabo primeramente observaciones al microscopio estereoscópico con el propósito de entender la disposición textural de los cristales para seleccionar muestras para estudio con el análisis al microscopio electrónico de barrido.

Las texturas de los cristales y los rasgos relevantes encontrados en las muestras de cada núcleo son las siguientes:

SECCIÓN GEOLOGICA

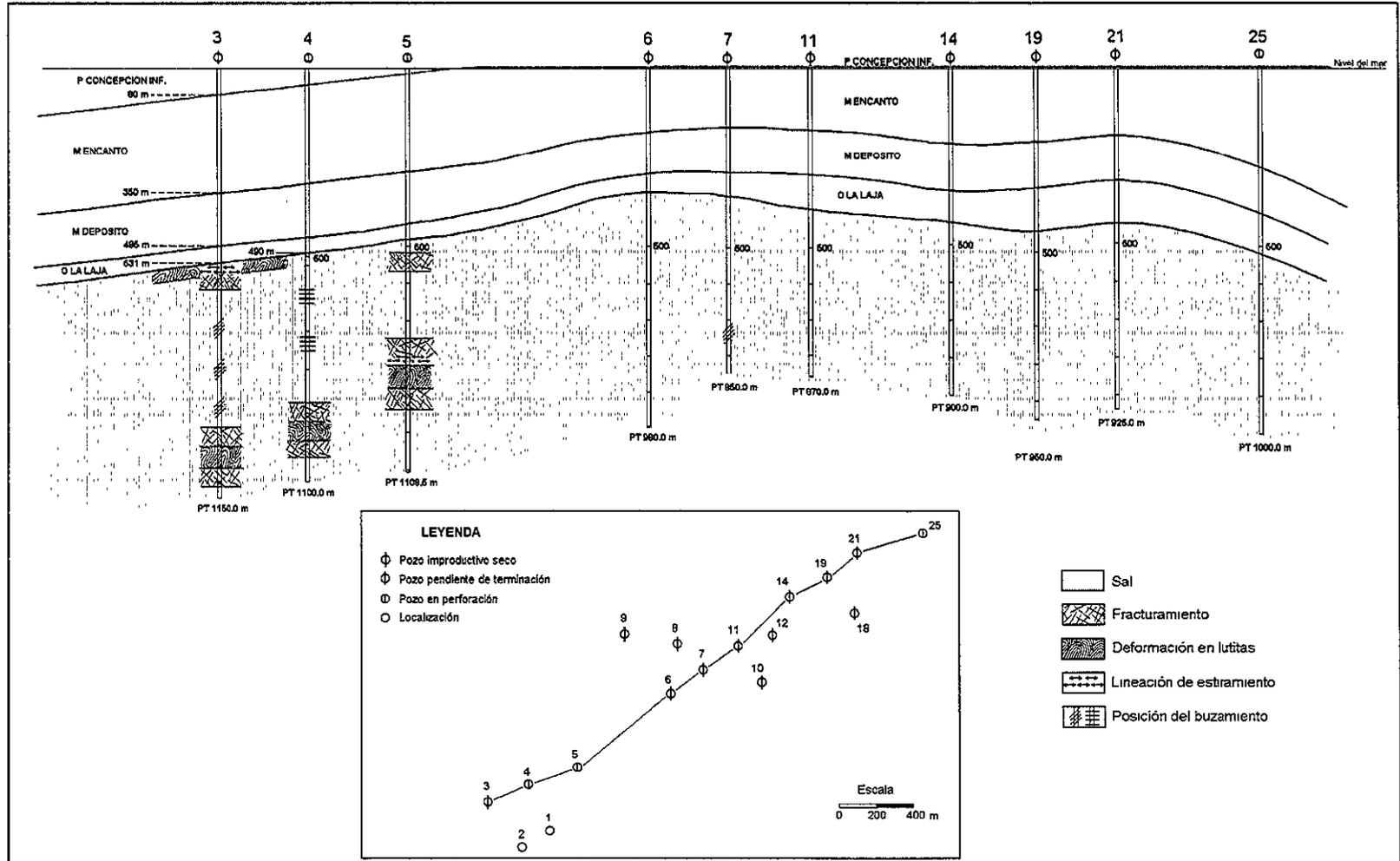


Fig. IX.2 Distribución de las estructuras encontradas en el análisis de núcleos

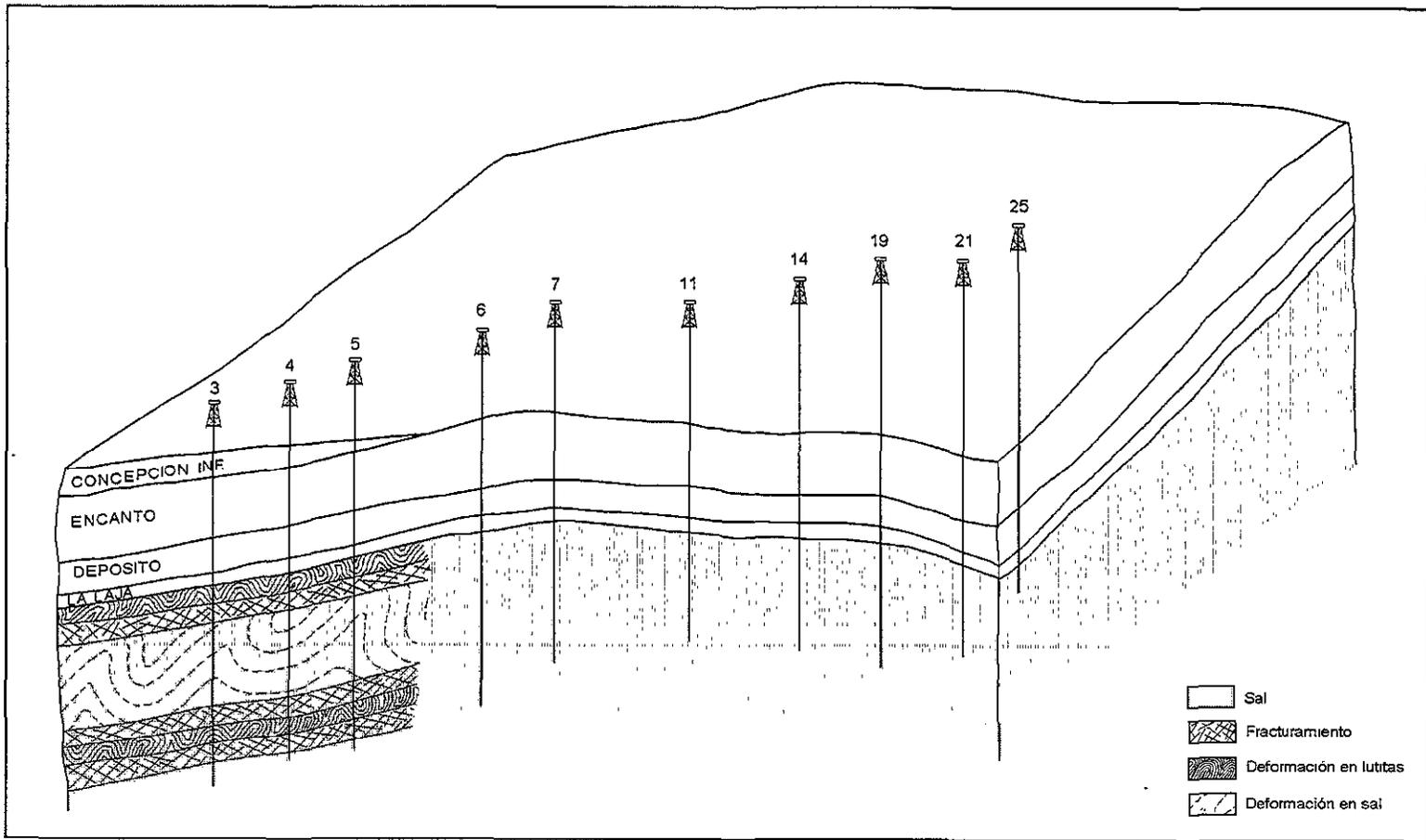


Fig. IX.3 Modelo diagramático para el área de aplicación

Pozo No. 3 N-1 (546-555m). La muestra se localiza en el contacto entre la sal y la Formación La Laja y corresponde a la muestra con lineaciones impresas (figura IX.4). Al microscopio se observa una textura compuesta por cristales orientados cuyos tamaños varían de menos de 1 mm hasta de 10 mm, presentando una geometría elongada.

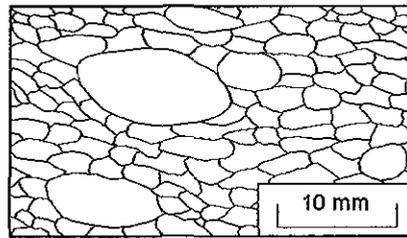


Fig. IX.4 Textura de sal deformada con lineación preferencial
 Pozo No.3 N-1 (546-555m)

Pozo No. 3 N-2 (589-598m). La muestra corresponde a la porción masiva del domo de sal. Presenta una textura granoblástica (lámina IX.5a) cuyos cristales exhiben en su mayoría un tamaño de alrededor de 5 mm. No se observa deformación. Con el microscopio electrónico de barrido se pueden apreciar distintas morfologías que presentan los cristales de sal bajo diferentes aumentos. En las láminas IX.5b, IX.5c y IX.5d se observan texturas masivas en que se aprecian los contactos entre los cristales. Obsérvese el tamaño de algunos de ellos. En la lámina IX.5e y IX.5f se aprecian diferencias morfológicas con respecto a lo anteriormente descrito, se trata de oquedades con geometrías alargadas o en elipsoide, y pequeños granos abundantes, recristalizados probablemente por presencia de agua.

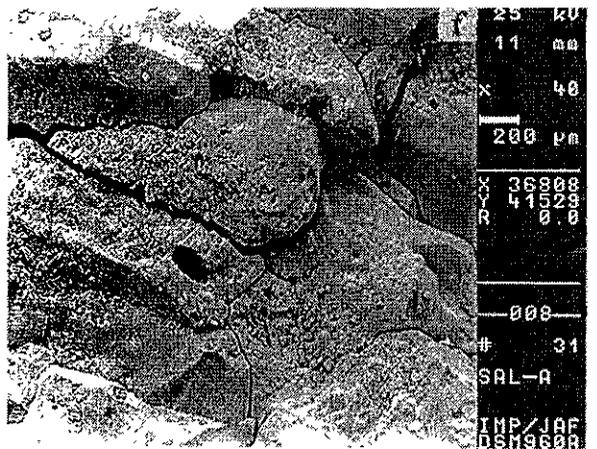
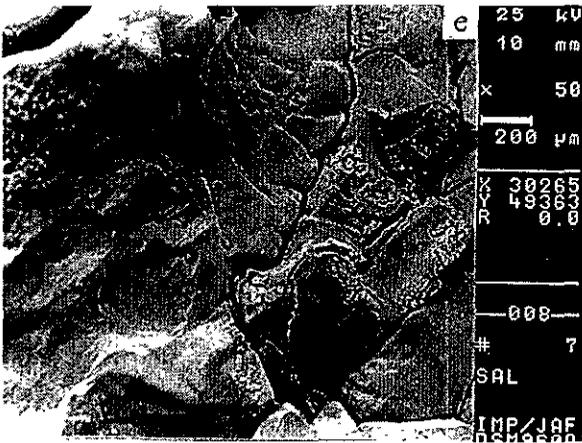
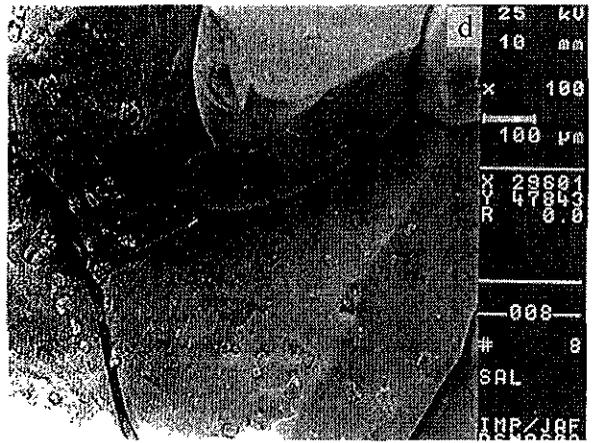
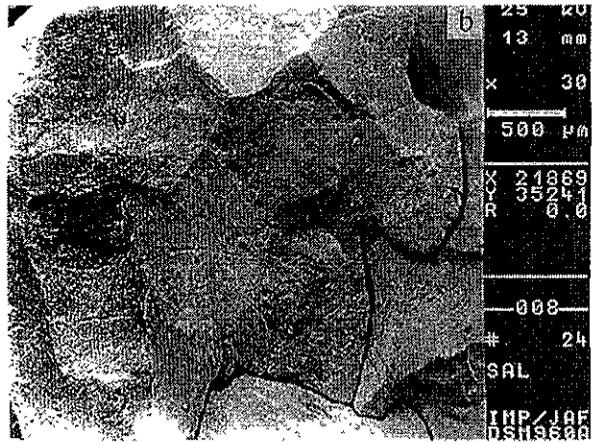
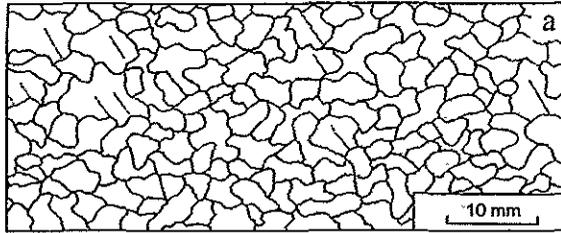


Lámina IX.5

Microtexturas de sal sin deformación (Pozo No.3 N-2, 589-598m).

a) Imagen al microscopio petrográfico. Obsérvese la geometría de los cristales y la escala de los mismos.

b-f) Fotografías al microscopio electrónico de barrido. Nótese la estructura masiva de los cristales y la recristalización diminuta de algunos de ellos probablemente por presencia de agua.

Pozo No.5 N-2 (800-809). Esta muestra exhibe lineaciones de estiramiento a nivel macroscópico (lámina IX.3a). Con el microscopio estereocópico se observa una disposición de cristales de sal en una sola dirección, sus tamaños oscilan entre 1 y 4 mm. (lámina IX.6a). El microscopio electrónico de barrido muestra desarrollo de clivaje en todos los cristales de sal (láminas IX.6b, IX.6c, IX.6d, IX.6e y IX.6f). Es importante destacar la presencia de granos del mismo mineral, diminutos, de aproximadamente 40 μm , recristalizados), probablemente relacionados al evento que produjo el clivaje en los cristales mayores (Lámina IX.6d).

IX.5 RASGOS QUE PERMITEN RECONOCER EL MOVIMIENTO HALOCINÉTICO DE UN CUERPO EVAPORÍTICO

Como se puede observar en el bloque diagramático de la figuras IX.3 y en los datos estudiados, se interpretaron dentro de la masa salina, dos zonas con intensa deformación. Uno en un nivel alto que localiza aproximadamente a 546m de profundidad (nivel de cizalla superior) por encima del domo que subyace a la Formación La Laja (secuencia de lutitas). El otro se localiza en un nivel inferior y se sitúa a una profundidad de 950m (nivel de cizalla inferior) que afecta también a un intervalo de lutitas deformándolas intensamente. Los dos niveles se caracterizan también por presentar lineaciones de estiramiento o estrías, que se observan impresas en núcleos de sal (lámina IX.1 y lámina IX.3a).

De acuerdo a los capítulos anteriores los niveles de cizalla en un cuerpo evaporítico están relacionados a una de las dos siguientes situaciones:

- a) Generación de movimientos halocinéticos del cuerpo evaporítico
- b) Presencia de cuerpos evaporíticos asociados a empujes horizontales.

De acuerdo a Kupfer (*op. cit.*) muchos diapiros en el Golfo de México durante su movimiento autónomo ascendente, se separan en zonas de cizalla desarrollando espinas o lenguas de sal individuales. Estas espinas presentan diferentes velocidades de movimiento en diferentes

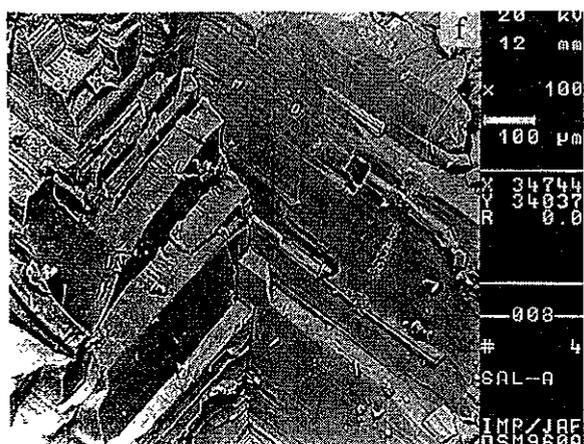
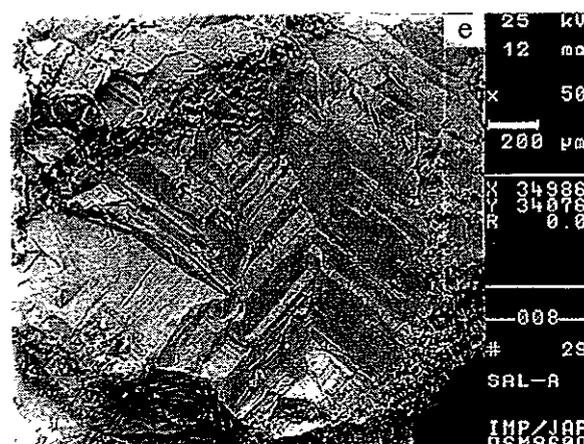
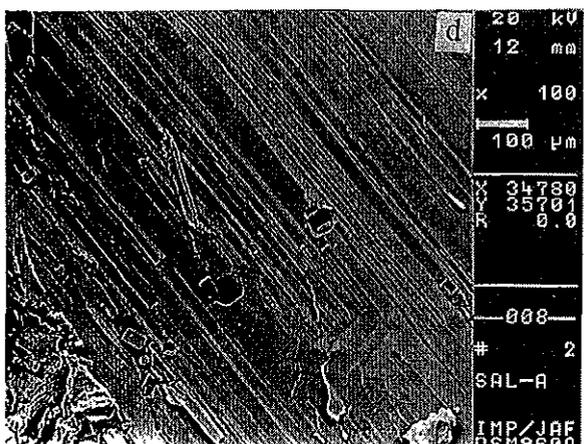
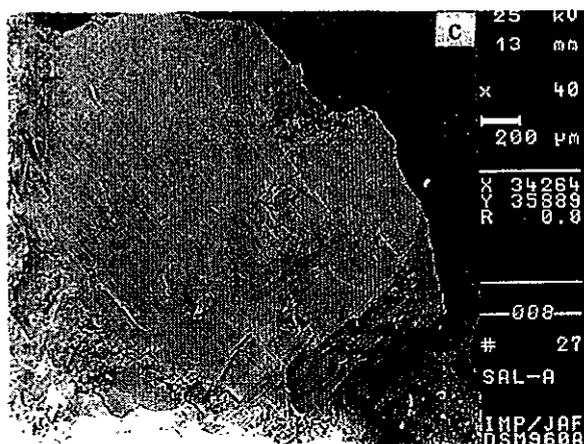
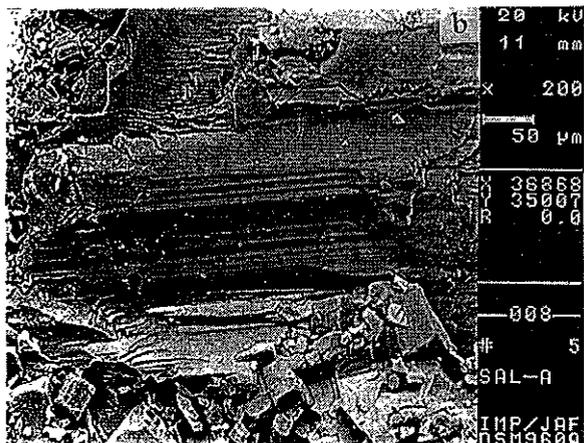
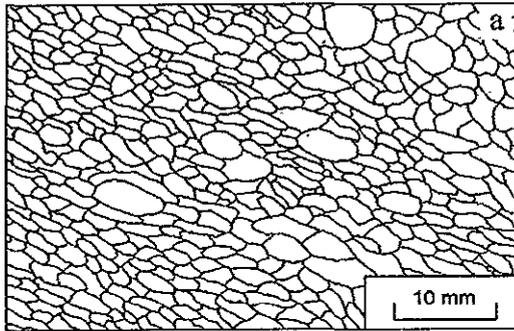


Lámina IX.6

Microtexturas de sal con deformación (Pozo No.5 N-2, 800-809m).

a) Imagen al microscopio petrográfico. Obsérvese la dirección preferencial que presentan los cristales y la escala de los mismos.

b-f) Imágenes al microscopio electrónico de barrido. Nótese en todas las imágenes el clivaje que desarrollaron los cristales como producto del evento tectónico al que fueron sometidos. d) Presencia de diminutos cristales de sal desarrollados por el evento tectónico.

tiempos y en diferentes direcciones. Las zonas de cizalla, dependiendo de su génesis y de su posición en las espinas, se clasifican en zona cizalla externa, zona de cizalla interna y límite de zona de cizalla (Kupfer, *op.cit.*) (Capítulo VIII).

Si los niveles de cizalla inferior y superior identificados en la masa en estudio, corresponden a algún tipo de cizalla reconocidos por Kupfer (*op. cit.*), entonces la masa evaporítica tuvo que haber desarrollado situaciones de emplazamiento semejantes a los descritos por ese autor. De esta manera durante el movimiento ascendente de la masa de sal, tendría que haber roto la cubierta de lutita de la Formación La Laja que le sobreyace, y la generación de una espina de sal contigua captaría algo de la formación, quedando atrapada y deformada intensamente.

Si este mecanismo ocurrió la edad presente para ese intervalo de lutitas tendría que corresponder al de la Formación La Laja, es decir Oligoceno.

La edad reportada para esta secuencia de lutitas dentro del domo de sal a partir de estudios palinológicos, es Jurásico Medio (Ing. Marco Augusto Rodríguez Hernández, comunicación personal). De esta manera es poco probable que la secuencia de lutitas se deformaran por ese mecanismo descrito por Kupfer (*op. cit.*).

Existe también la posibilidad que esas lutitas con una edad contemporánea a la masa salina sufrieran una deformación a través del mecanismo de Kupfer (*op. cit.*), para el autor de este trabajo esta posibilidad quedaría descartada por la siguiente observación: Si una espina de la masa salina arrastra a la secuencia de lutitas las deformaría intensamente reflejándose esta deformación en el material que las rodea, es decir en las intercalaciones de anhidrita. Los núcleos de sal analizados que contienen intercalaciones de anhidrita no presentan deformación intensa (lámina IX.1, lámina IX.3, lámina IX.4).

Por otro lado, una técnica de geología estructural (Jordan, Noack y Widmer, 1990) para reconocer movimientos autónomos y/o ajenos a la cinemática halocinética de un cuerpo salino, es el análisis de la relación angular entre los ejes de pliegue desarrollados por las impurezas dentro de la sal (yeso y anhidrita principalmente) y las lineaciones de estiramiento impresas en los núcleos (lámina IX.1a y IX.1b). Cuando el cuerpo de sal desarrolla movimientos autónomos genera pliegues cuyos ejes siempre son perpendiculares a esas lineaciones de

estiramiento o estrías presentes en núcleos (figura IX.5 caso 1). Si la relación angular entre estos ejes de pliegues es paralela u oblicua a las lineaciones de estiramiento, su origen es debido a un esfuerzo externo, diferente al movimiento autónomo que se genera en la sal (figura IX.5 caso 2).

Con estos antecedentes se analizaron las relaciones angulares en algunos núcleos de sal. En el pozo No.5 N-2 (800-809m) (figura IX.6), la relación angular encontrada entre las lineaciones de estiramiento y los ejes de los pliegues es oblicua. Esto indica entonces que las estrías impresas en los núcleos, no fueron generadas por el movimiento autónomo de la sal, sino por un movimiento externo, diferente a la cinemática halocinética propia que desarrollan las espigas de sal.

IX.6 ANALOGÍA ENTRE LOS NIVELES DE DEFORMACIÓN RECONOCIDOS EN LA FORMACIÓN GUAXCAMÁ, CON LA CINEMÁTICA EN EL PLAY COATZACOALCOS

IX.6.1 Nivel de cizalla superior

De acuerdo a los antecedentes, y las observaciones realizadas en los núcleos y en campo durante el estudio superficial, la posición en la que se encuentra el *nivel de cizalla superior* (figura IX.4) dentro de la masa de sal (figuras IX.2 y IX.3), el autor atribuye que corresponde al *subnivel de deformación C2* (lámina IV.5 y IV.5e Capítulo IV) reconocido en la Formación Guaxcamá. En ambos casos el desarrollo de clivaje que experimentan los cristales evaporíticos es muy semejante.

El movimiento que exhibe el cuerpo salino y el contacto inmediato con la suprayacente Formación La Laja desarrolla un contraste reológico, frágil para las lutitas (no dúctil como cuando se encuentra asociada con calizas por ejemplo) y dúctil (como sucede siempre) para la sal.

Esta zona de cizalla fue generada por el contraste reológico entre materiales dúctiles y frágiles, sal-lutita para el *nivel de cizalla superior* y yeso-caliza para el *subnivel de deformación C2*, desarrollando en ambos casos clivaje en los cristales evaporíticos (lámina IV.5c Capítulo IV, y figura IX.4).

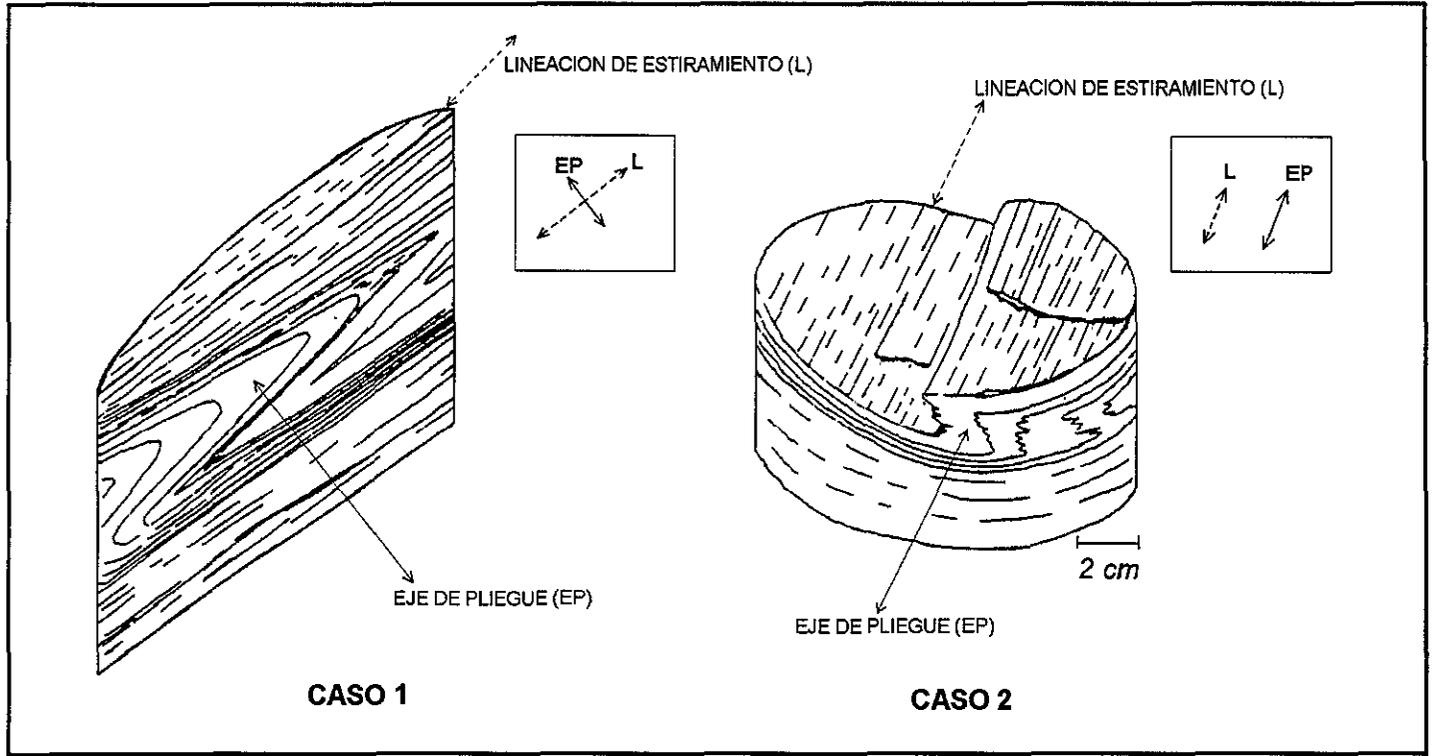


Fig. IX.5 Relación angular entre la lineación de estiramiento y el eje del pliegue (Jordan, Noack & Widmer, 1990)

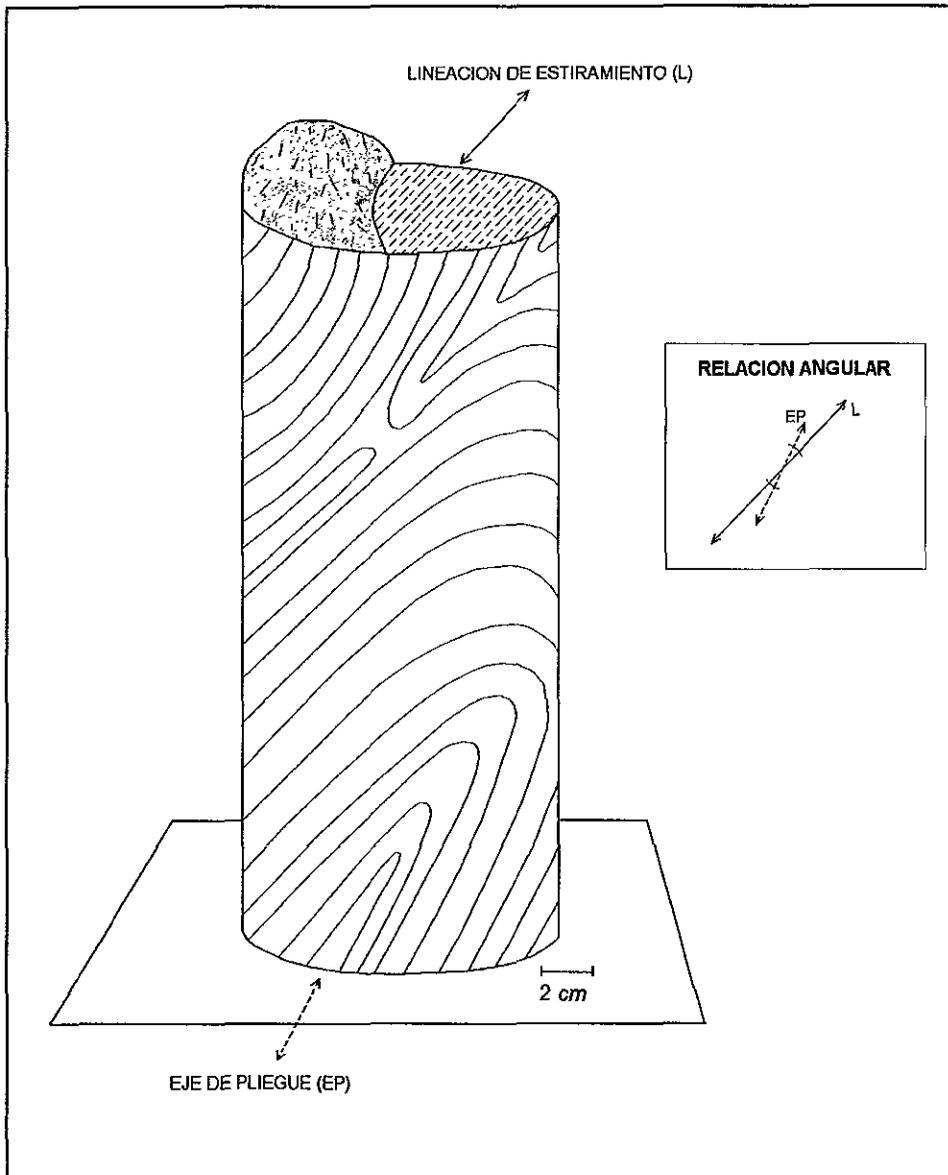


Fig. IX.6 Relación angular entre la lineación de estiramiento y el eje del pliegue para el pozo No.5 N-2(800-809)

IX.6.2 Nivel de cizalla inferior

El *nivel de cizalla inferior* (figuras IX.2 y IX.3) caracterizado por presentar un intervalo de aproximadamente 20m de lutitas intensamente deformadas y debido a la posición que guarda dentro de la masa salina, el autor atribuye que corresponde al *nivel de deformación A* (lámina IV.2 Capítulo IV) reconocido en la Formación Guaxcamá. La zona de cizalla en la Formación Guaxcamá (láminas IV.2d y IV.2e Capítulo IV) y la zona de cizalla en la masa de sal (láminas IX.6a, IX.6b, IX.6c, IX.6d, IX.6e, IX.6f) provocó desarrollo de clivaje en los cristales evaporíticos (lámina IV.2c, IV.2d y IV.2e Capítulo IV). De esta manera si ambas zonas de cizalla son semejantes, el *nivel de cizalla inferior* en la masa de sal corresponde también a una zona de falla.

Esta falla se desarrollo aprovechando el contraste reológico entre el intervalo de lutitas y la sal para propagarse. Las lutitas comportándose de una manera mecánicamente frágil (no dúctil como cuando se encuentra asociada con calizas, por ejemplo) y la sal de una manera dúctil como siempre sucede.

Estudios experimentales en cajas de arena, han demostrado que materiales evaporíticos conteniendo alguna intercalación de un material menos dúctil que las propias evaporitas (como la lutita por ejemplo), al ser sometidos a esfuerzos compresivos genera una zona de cizalla a lo largo de este último material. El material menos dúctil que las evaporitas actúa en este caso como un material frágil (Ortuño, *et al op. cit.* Proyecto IMP-IFP).

Al igual que las lutitas, la anhidrita cuando se haya en contacto con la sal presenta también un fuerte contraste reológico (Pozo No.3 N-4 (700-709m). Esta, a pesar de ser también evaporita se comporta de una manera frágil tendiendo a un fácil fracturamiento (Ramsay, *op. cit.*). Esto permite la libre impregnación del hidrocarburo que se observa en las intercalaciones de anhidrita en la mayoría de los núcleos analizados (láminas IX.1b, IX.1c, IX.1d, IX.1e; IX.3c, IX.3d, IX.3e; IX.4a)

IX.7 DISCUSIÓN

Durante el desarrollo de este trabajo se han expuesto los diferentes aspectos que involucran el comportamiento cinemático que desarrollan las masas evaporíticas. De acuerdo a las observaciones realizadas en campo, a los análisis al microscopio electrónico de barrido, al modelado en "Thrustpack" y al análisis de tectónica salina, expuestos en los capítulos IV, V, VI y VIII, el autor considera poco probable que las diferentes zonas de cizalla identificadas en la masa de sal en estudio fueran generadas por una tectónica halocinética.

Como se logro apreciar en los capítulos IV y IX la deformación identificada en los cristales de sal en los núcleos es muy similar a la reconocida en los cristales de yeso del modelo superficial. El autor considera que dada esa similitud, la deformación presente en el domo de sal tuvo que haber ocurrido de manera semejante. Así, la presencia de zonas de cizalla dentro de la masa de sal implicaría otras fallas localizadas en diferentes domos salinos dentro del área del play Coatzacoalcos. El autor esta consiente que los elementos presentados aquí no son suficientes para proponer un emplazamiento de la masa de sal en un estilo de deformación de pliegues y cabalgaduras. Sin embargo, Oviedo (*op. cit.*) y el Proyecto Marbella Pemex (1994), a partir del estudio de líneas sísmicas con un enfoque de estratigrafía de secuencias definen en un nuevo modelo geológico un estilo de deformación de pliegues y cabalgaduras para el área de Coatzacoalcos. En donde el esfuerzo horizontal fue provocado en el Mioceno durante la colisión oblicua entre el bloque Chortis y el Sureste de México.

Oviedo (*op. cit.*) menciona que el emplazamiento de las estructuras salinas en ese sector del país no estarían asociadas a un simple diapirismo salino como siempre se ha creído.

Este estilo estructural sería similar a los reportados en otras partes del mundo (Francia y Suiza en las montañas Jura, Laubscher, *op. cit.*; Artico de Canada en las Islas Parry, Harrison & Bally, 1988; Harrison, 1995) y en el aspecto económico abriría enormes perspectivas para explotación de aceite en ambientes subsalinos, como sucede en los campos petroleros subsalinos en el norte del Golfo de México, frente a las costas del Estado de Louisiana E.U., los campos Mahogany (Harrison, et al, 1995; Weimer et al 1998), y Teak (Snyder & Nugent, 1995).

IX.8 IMPLICACIONES ECONÓMICO-PETROLERAS

En la actualidad se explotan en el Golfo de México grandes yacimientos de aceite y gas cuyas trampas se encuentran relacionados en una u otra forma con la cinemática de masas salinas. Un mecanismo de emplazamiento por compresión horizontal puede representa una gran repercusión en la prospección de hidrocarburos para este sector del país. De acuerdo a una configuración de pliegues y cabalgaduras pueden existir yacimientos en estructuras por debajo de la sal, y los niveles estructurales amplificadas por los cabalgamientos harían accesible a los trabajos de perforación a las rocas acumuladoras de aceite. Los campos Mahogany descubierto en 1993 (Harrison *et al op. cit*) con un espesor aproximado de sal de 1300m y Teak descubierto en 1994 (Snyder & Nugent, *op.cit*) con un espesor aproximado de sal de 700m son un ejemplo de la situación descrita.

Los aspectos de contrastes reológicos de la sal y las impurezas que contiene analizadas en este estudio, muestran la importancia de contemplar estas y otras litologías contrastantes en estudios reológicos más profundos. Considerando que las impurezas (yeso y anhidrita) dentro de las masas de sal pueden tener espesores muy variables, es importante contemplarlas en estudios de fracturamiento para la caracterización de rutas de migración de hidrocarburos.

Es importante durante el diseño de cavernas en masas salinas para el almacenamiento de gas, contemplar la presencia de probables zonas de cizalla desarrolladas a través de los materiales frágiles intercalados en la sal, esto con la finalidad de evitar posibles migraciones del hidrocarburo a almacenar.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

Del mecanismo de emplazamiento de la Formación Guaxcamá:

- El proceso que originó las estructuras presentes en la Formación Guaxcamá dentro del área de estudio, se llevó a cabo a través de un mecanismo por compresión horizontal. Las estructuras y microestructuras de sombras de presión, “eses” sigmoidales y deslizamientos capa a capa así lo evidencian.

- El estilo de plegamiento en la Formación Guaxcamá desarrollado durante el evento compresivo fue del tipo por flexión de falla (“fault-bend-fold”).

- Se identificaron tres niveles principales de deformación en la Formación Guaxcamá, los cuales se relacionan a una tectónica por compresión horizontal:

El *nivel de deformación A*, localizado en la base de la secuencia se caracteriza por exhibir una intensa deformación, la disposición de sus estratos se inclinan hacia todas direcciones y los análisis al microscopio electrónico de barrido revelan desarrollo de clivaje en los cristales de yeso.

El *nivel de deformación B*, se caracteriza por presentar una deformación menos intensa que el *nivel de deformación A*, al microscopio electrónico de barrido se observan algunos relictos de los minerales con clivaje del nivel inferior.

El *nivel de deformación C*, es el superior y se localiza subyacente a las calizas de la Formación El Abra. Por la posición con respecto a estas calizas, y el contraste reológico que existe entre las mismas evaporitas, este nivel se subdividió en *subnivel de deformación C1* y *subnivel de deformación C2*. El primero carece de deformación. El *subnivel de deformación C2*, presenta intensa deformación en los cristales de yeso, desarrollando también clivaje.

- Las proporciones de yesos, anhidritas y calizas dentro de la Formación Guaxcamá permitieron que esta formación mecánicamente se comportara de una manera competente y no dúctil.

- Los grandes espesores reportados por los pozos tanto de la Formación El Abra como de la Formación Guaxcamá, son debidos a fallamientos inversos imbricados. De acuerdo a la construcción de las secciones balanceadas los espesores que mejor se ajustan a la interpretación son de 2100 para la Abra y de 2000m para la Formación Guaxcamá.

De la aplicación al play Coatzacoalcos:

- De acuerdo a las observaciones en los núcleos, se identifico la existencia de al menos dos zonas de cizalla dentro del domo de sal, denominadas aquí, *nivel de cizalla inferior* y *nivel de cizalla superior*.

- En los análisis al microscopio estereoscópico se observó la manifestación de una lineación de cristales de sal en el *nivel de cizalla superior*. Para el nivel de cizalla inferior se observó mediante el análisis al microscopio electrónico la manifestación del clivaje en los cristales de sal muy similar al encontrado en los *niveles de deformación A* y *subnivel de deformación C2*.

- De esta manera y dadas las características similares de deformación y, por tratarse en ambos casos de rocas evaporíticas (en superficie y en subsuelo), la *zona de cizalla superior* dentro del domo de sal corresponde al *subnivel de deformación C2* y el *nivel de cizalla inferior* corresponde al *nivel de deformación A* del modelo superficial de la Formación Guaxcamá.

- Los núcleos de sal analizados al microscopio electrónico de barrido presentan clivaje en los cristales de sal, y de acuerdo al modelo superficial, se propone que el *nivel de cizalla inferior* dentro de la masa de sal, se generó por la actividad de un fallamiento, la cual aprovechó el contraste reológico de lutitas y sal para propagarse.

Económico-petroleras

- La existencia de zonas de cizalla en el seno de la masa salina, implicaría el tener otras fallas localizadas en diferentes domos salinos dentro del área del play Coatzacoalcos. Las estructuras de pliegues generados asociadas a los cabalgamientos, en determinado momento pueden repercutir en yacimientos de hidrocarburos potenciales para prospectar. De acuerdo a una configuración de este tipo podrían existir yacimientos en estructuras por debajo de la sal, y los niveles estructurales amplificados por los cabalgamientos pondrían a las rocas acumuladoras accesibles a los trabajos de perforación.

- Las impregnaciones de hidrocarburos presentes en la mayoría de los núcleos, fueron debidas también a ese contraste reológico que existió entre la sal y la anhidrita, esta última actuando como un material frágil.

- Las zonas de cizalla presentes en cuerpos salinos y la presencia de materiales frágiles (anhidrita) podrían generar patrones de fracturas importante, que representarían situaciones de riesgo en cavernas diseñadas para el almacenamiento de hidrocarburos.

Recomendaciones

- Dado que para el reconocimiento de la zona de cizalla únicamente se estudiaron los núcleos de los pozos a los que se tuvo acceso, se recomienda se analicen con el mismo criterio los núcleos y/o muestras de canal de los pozos restantes localizados encima de la masas de sal, con la finalidad de obtener la distribución espacial completa del fallamiento.

- Bajo un marco de tectónica por compresión horizontal, durante la exploración de hidrocarburos en el sureste de México, se recomienda no reprobear estructuras de masas salinas que en apariencia sean poco atractivas, ya que de acuerdo al modelo presentado, éstas podrían tener perspectivas para la localización de hidrocarburos en ambientes subsalinos.

- Realizar pruebas de laboratorio (de mecánica de rocas) a la sal y a las intercalaciones de impurezas (lutitas, anhidritas, yesos), y confrontarlas para determinar hasta que punto se llegan a comportar de una manera dúctil-quebradiza.

- Se recomienda tomar en cuenta durante una caracterización de fracturas en áreas sometidas a esfuerzos compresivos horizontales, aquellas impurezas de yesos y anhidritas presentes que llegan a comportarse como materiales frágiles, especialmente cuando presentan espesores importantes, y de esta manera conocer si en determinado momento generan rutas de migración de hidrocarburos.

REFERENCIAS CITADAS

- Aguayo, C.E. & Kanamori, K. (1976) The Tamuin member of the Mendez shale along the eastern flank of the Sierra de El Abra, San Luis Potosí, east Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 37, No. 1 p 1-17
- Aguayo, C.J.E. (1978) Facies sedimentarias y diagénesis de la Formación Novillo (Jurásico Superior) Noreste de México. *Rev. Inst. Mex. Del Petróleo* v. IX, No. 2 pp 11-37
- Aguilar, R.A. (1984) Integración geológica y geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la zona norte. *IGQ-36 PEMEX Informe inédito*.
- Angeles-Aquino, F., Reyes- Nuñez, J., Quezada-Muñeton, J.M. y Meneses-Rocha, J. (1994) Tectonic evolution, structural styles, and oil habitat in Campeche Sound, Mexico. *Trans of Gulf Coast Assoc. Of Geological Societies*, v XLIV, pp 53-62
- Arthurton, R. S. (1973) Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. *Sedimentology* v20 ,p 145-160
- Atwater, G.I. & M.J. Forman, (1959) Nature of growth of southern Louisiana salt domes and its effect on petroleum accumulation. *AAPG Bulletin* v 43, pp 2592-2622
- Balk, R.(1949) Structure of Grand Saline salt dome, Vand Zandt County, Texas. *AAPG bulletin* v33, pp 1791-1829
- Balk, R.(1953) Salt structure of Jefferson Island salt dome, Iberia and Vermilion Parishes Louisiana. *AAPG bulletin*, v 37 pp-2455-2474
- Bally, A.W., Gordy, P.L. and Sterward, G.A. (1966) Structure, seismic data and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains, *Bull. Can. Pet. Geol.*, 14, 337-381
- Basañes, L. M. A. Rosales, D. M.C. y Fernández, T. R. (1990) Estudio sedimentológico-bioestratigráfico e implicaciones eustáticas a nivel local y regional durante el Cretácico en la plataforma Valles-San Luis Potosí, Centro Noreste de México. *Proyecto CAO-3505 IMP Subd. de Tecno. de Expl Informe inédito*.
- Basurto-Borbolla, G. (1992) Tectónica salina y su expresión sísmica en el sureste del Golfo de México, *Tesis de Maestría. Facultad de Ingeniería UNAM*, 92p
- Bernburg-Richter, G. (1987) Deformation within salt bodies in: Dynamical geology of salt and related structures, I. Lerche and J.J. O'Brien eds. *Academic Press* pp 39-75
- Betanzos, G. A. (1984) Detalle geológico estructural-estratigráfico Prospecto Guadalcázar IGZN-651. *PEMEX Informe inédito*
- Betanzos, G.A. (1983) Informe de detalle geológico del "Prospecto Jalpán". *IG-640. PEMEX Informe inédito*
- Bjornerud, M. (1989) Toward a unified conceptual framework for shear-sense indicators *J. Struct. Geol.* v 11 pp 1045-1049
- Boyer S.E. and Elliot D., (1982) Thrust Systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v 66, no. 9 pp. 1196-1230
- Braunstein, J. and G.D. O'Brien, eds., (1968) Diapirism and Diapirs *AAPG Memoir* 8 444 p
- Brinkman, R. & Logters, H.. (1978) Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain, in : Diapirism and Diapirs: A symposium. Edited by J. Braunstein and G. D. O'Brien, *Am Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 8 pp 275-293
- Butter, R.W.H. (1982) The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.* v. 4 pp 239-244.
- Byerlee, J. (1978) Friction of rocks. *Pure Appl Geophys.* 116 pp 615-626

- Cabrera, R., Hernández, I. Gómez, J. Isunza, M. Pérez, D. Cabello, O. y Orozco, V. (1989) Estudio geológico de detalle estructural-estratigráfico "Prospecto Guaxcamá" Edo. de San Luis Potosí. *Tesis Profesional de licenciatura IPN 94 p inédita.*
- Cantu, Ch. A. (1971) La serie huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro-este de México *Rev. Inst. Mex. Petrol Vol III No. 2 pp 17-40.*
- Carrasco, V.B. (1970) La Formación El abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles San Luis Potosí. *Rev. Inst. Mex. Petrol. Vol. II No.3 pp 97-99*
- Carrasco, V. B. (1977) Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonate east edge of the Valles-San Luis Potosí, platform Mexico *SEPM Special publication No. 25 pp263-272.*
- Carrillo, B.J. (1961) Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al NW de Ciudad victoria, Tamaulipas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. Vol. XIII Nos. 1y2 pp 1-98*
- Carrillo, B. J. (1971) La Plataforma Valles San Luis Potosí. *Bol. AMGP v XXIII Nos. 1-6 Enero-Junio*
- Carrillo, M. y Suter, M. (1982) Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Queretaro. *Com. Federal de Electricidad, México. IV Reun Nal. De Geotec y Geotermia. Libreto Guía de la excursión Geol. pp 1-20*
- Celestino, U.J.L. (1982) Prospecto Alamos. Estudio de detalle geológico. *Informe inédito PEMEX*
- Cobold, P.R. & Gapais, D. (1987) Shear criteria in rocks: an introductory review. *J. Struct. Geol. v 9 pp 521-523*
- Collado, P.M. (1967) Exploración geológica del área Jaumave, Tamaulipas *PEMEX IG522 Informe inédito*
- Cooper, M.A. (1983) The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *J. Struct. Geol v. 5 No. 2 pp 161-165.*
- Coney, P. (1996?) Plate tectonics and the Laramide Orogeny. New Mexico Geological Society. Special Publication Number 6
- Coward, M. & Stewart, S. (1995) Salt-influenced structures in the Mesozoic-Tertiary cover of the southern North Sea, UK, in M.P.A. Jackson, D.G., Roberts and S.Snelson, eds., Salt tectonics : a global perspective *AAPG Memoir 65 pp 229-250*
- Dahlstrom, C.D.A. (1969) Balanced cross sections. *Canadian journal of earth sciences, 6 pp 743-757*
- Dalstrom C.D.A. (1970) Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains, *Bull. Can. Pet. Geol. 18, 332-409*
- Dana E.S. y Ford, W.E. (1969) Tratado de mineralogía *CESCA 912 p*
- Davis, D.M., & Engelder, T. (1985) The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics, 119 pp 67-88*
- Davis, D. M. & Engelder, T. (1987) Thin-Skinned deformation over salt. in: Dynamical geology of salt and related structures, *Edited by I. Lerche and J.J. O'Brien Academic Press pp 301-337*
- De Cserna, E.G. y Bello, B.A. (1962) Geología de la parte central de la Sierra de Alvarez, Mpio de Zaragoza Estado de S.L.P. *Bol. Ins. Geol. UNAM No.71 pp 23-63*
- De Cserna, Z., J. Graf Jr. y Ortega, G. F. (1977) Alóctono del Paleozoico Inferior en el region de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas. *Rev. Inst Geol. UNAM vol 1 pp 33-43*
- Djanguiri, F. And Mathews, S.C. (1985) Geotechnical considerations for design of a nuclear repository in bedded salt in the U.S in 6th Symposium on salt *Northern Ohio Geol. Soc., v 1 pp 561-584*

- De Ruig, M.J. (1995) Extensional diapirism in the eastern Prebetic foldbelt, southern Spain in M.P.A. Jackson, D.G., Roberts and S.Snelson, eds., Salt Tectonics : a global perspective *AAPG Memoir 65* pp 353-367
- Dunnington, H.W. (1962) Salt tectonics features of northern Iraq. *G.S.A. Spec. Pap. 88* pp 183-227
- Eberli, G.P. & Ginsburg, R.N. (1987) Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahamas Bank. *Geology* v 15 pp 75-79
- Elliot, D. & Johnson M.R.W. (1980) Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 71, 69-96
- Enos, P. (1974) Reefs, platforms and basins of Middle Cretaceous in Northeast Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v 58, no. 5 pp 800-809
- Estudios Geotécnicos, S.A. (1981) Exploración geológica petrolera del "Prospecto Huizache", Estado de San Luis Potosí *IG 609 PEMEX México Informe inédito*.
- Farias, G.H.A. (1984) Estudio de detalle geológico del "prospecto El Milagro" *IG 654 PEMEX México Informe inédito*
- Fisher, M.P., N.B. Woodward, and M.M. Mitchell (1992) The kinematics of break-thrust folds: *J. Struct. Geol.*, v. 14 pp 451-460
- Fries, C. y Rincon-Orta, C. (1965) Nueva aportaciones geocronológicas y tectónicas empleadas en el laboratorio de geocronología. *Inst. de Geol. Vol 73* p 57-133
- García-Molina, G. (1994) Structural evolution of SE Mexico (Chiapas-Tabasco-Campeche) Offshore and Onshore. Ph.D. Dissertation, Rice University, 150p
- García, R.A., Hernández, M.J. y Ruiz, V.A. (1990) Estudio estratigráfico-sedimentológico y estructural en el Prospecto Xicotencatl, Tamaulipas *C-4023 Inst. Mex. Petrol. México. Informe inédito*
- Garfias, V.R. (1915) The oil region of north eastern Mexico. *Soc. Econ. Geol. V 10* 195p
- GEOCA S.A. (1981) Informe final del estudio de geología superficial de semidetalle del "Prospecto Bustamante", Estados de Tamaulipas y Nuevo León. *IG 643 PEMEX México Informe inédito*
- Geoterrex Latin Am Inc (1974) Estudio geoquímico regional de la Mesa Central, Plataforma Valles San Luis Potosí y parte occidental de la Cuenca Tampico Misantla. *Informe inédito PEMEX*
- Goodman, R.N. (1983) All evaporites salt deposits are the same. Or are they? Gulf Coast salt domes, in 4th Symposium on salt. *Northern Ohio Geol. Soc.*, v 1 pp 131-138
- Guel, D.A.L. (1985) Monografía de la plataforma Valles San Luis Potosí, Zona Norte. *Informe Inédito. PEMEX*
- Gussow, W.C. (1966) Salt temperature: a fundamental factor in salt dome intrusions. *Nature* v 210, pp 518-519
- Guzmán, E.A. (1988) Evaluación geológica-económica de la plataforma de Valles-San Luis Potosí. *Symposium de Exploración Petrolera Evaluación de cuencas sedimentarias y sus perspectivas petroleras*
- Hana, M.A. (1953) Fracture porosity in Gulf Coast *AAPG Bulletin* v 37 pp 266-281
- Hardy, Jr., H.R., Chabanes, C.R. and Mrugala, M. (1985) Laboratory and theoretical studies relative to design of salt caverns for storage of natural gas. in 6th Symposium on salt *Northern Ohio Geol. Soc.*, v 1 pp 385-416
- Harrison H.L., Moore, D. and Hodkins, P. (1995) The Mahogany subsalt discovery: a unique hydrocarbon play, offshore Louisiana, in salt, sediment and hydrocarbons: *GCS-SEPM foundation 16 th Annual Research Conference*, p. 95-97.

- Heaton, R.C., Jackson M., Bamahmoud, M. and Nani, A.S.O.(1995) Superposed Neogene extension, contraction, and salt canopy emplacement in the Yemen Red Sea in M.P.A. Jackson, D.G., Roberts and S.Snelson, eds., *Salt Tectonics : a global perspective AAPG Memoir 65 pp 333-351*
- Helman, M. L. & Schreiber, C.B. (1983) Permian evaoprte deposits of the italian Alps (dolomites): The development of unusual and significant fabrics overlying. Gulf Coast salt domes, in 6th *Symposium on salt Northern Ohio Geol. Soc.*, v 1 pp 57-66
- Hermoso, de la T. C. (1966) Exploración geológica del área Buenavista-Guaxcamá, S.L.P. *IGZN-520 Informe inédito PEMEX.*
- Hernández, M.J., Eguizabal, M.F.J., Valencia, I.J.J. (1990) Evolución estructural y tectónica de la Plataforma Valles San Luis Potosí C-4028 *Inst. Mex. Petrol. México. Informe inédito*
- Hooper, R. & Hatcher, R. (1988) Mylonites from the Towaliga fault zone, central Georgia: products of heterogeneous non-coaxial deformation. *Tectonophysics* v 152 pp 1-17
- Hossack, J.R. (1979) The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review, *J.Geol Soc. London* 136, pp 705-711
- Hoy, R.B., Foose, R.M. and O'Neill, B.J. (1962) Structure of Winnfield salt dome, Winn Parish, Louisiana : *AAPG Bulletin*, v 46, p. 1444-1459
- Jacobó, A.J. (1986) El basamento del Distrito de Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos. *Rev. Inst. Mex. Petrol. México Vol XVIII No. 1 pp 5-24*
- Jamison, J. W. (1987) Geometric analysis of fold development in overthrust terranes, *J. Struct. Geol.*, v 9, 207-219
- Johnson, H.A & Bredeson, D.H. (1971) Structural development of some shallow salt domes in Louisiana Mioce productive belt *AAPG Bulletin.*, v 55 pp 204-226
- Jordan, P. Noack, T. and Widmer, T. (1990) The evaporite shear zone of the Jura boundary thrust- new evidence from Wisen well (Switzerland). *Eclogae geol. Helv. V. 83, No. 3 pp 525-542*
- Kesler, E., Jones, L., and Rufz, J. (1988) Strontium and sulfur isotope; Geochemistry of the Galeana Barita District, Nuevo León, México. *Econ. Geol.* v 83, pp 1907-1917
- Koyi, H., Talbot, C.J. and Toubakken, B.O. (1993) Salt diapirs of the soutwets Nordkapp Basin: analogue modelling. *Tectonophysics*, v228 pp 167-187
- Kupfer, D.H.(1962) Structure of Morton Salt Company mine, Weeks Island salt dome, Louisiana. *AAPG Bulletin*, v 46 pp 1460-1467
- Kupfer, D.H.(1968) Relationship of internal to external structure of salt domes, in J. Braunstein and G.D. O'Brien, eds., *Diapirism and Diapirs AAPG Memoir 8 p 79-89*
- Kupfer, D.H.(1976) Shear zones inside Gulf Coast salt stocks help to delineate spines of movements. *AAPG Bulletin*, v 60 pp 1434-1447
- Laubscher, H.P. (1972) Some overall aspects of Jura dynamics. *Am. J. Sci* 272 pp 293-304
- Liechti, P. (1968) Salt feature of France. *Geol Soc. Amer. Special paper 88. P83-106*
- Mc Clay, K.R. (1992) Thrust tectonics. Edited by K.R. McClay. Chapman & Hall pp 419-433 447p
- Malavielle, J & Ritz, J.F. (1989) Mylonitic deformation of evaporites in decollements: example from the Southern Alps, France. *J. Struct. Geol. Vol 11 No. 5 pp 583-590.*
- Marcoux, J., Brun, J-P., Burg, J-P. and Ricou, L.E. (1987) Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets (Antalaya Souhthern Turkey). *J. Struct. Geol. Vol 9 pp 555-561.*

- Martinez, P.J. (1965)** Estudio geológico del área de Río Verde -San Bartolo Tepeyac, S.L.P. (Hojas H6-H7) IGZN-516 Informe inédito PEMEX.
- Mawer, C. & White, J. (1987)** Sense of displacement on the Cobequid-Chedabucto fault system, Nova Scotia, Canada. *Can. J. Earth Sci.* V 24, pp 217-223
- Mc Clay, K.R. (1989)** Analogue models of inversion tectonics, in M.A. Cooper and G.D. Williams, eds., *Inversion tectonics: Geological society of London, special publication, No. 44*, pp 41-59. *Memoir 65* pp 177-198
- Meneses de G. J. (1980)** Geología de la Sonda de Campeche. *Bol AMGP v32 No.1* pp 1-26
- Minero, C.J. (1983)** Sedimentary environments and diagenesis of the El Abra Formation (Cretaceous) Mexico. *Unpublished Ph. Dissertation. New York State University at Binghamton.*
- Minero, C.J. (1988)** Sedimentation and diagenesis along an island-sheltered platform margin, El Abra Formation, Cretaceous Mexico, in N.P. James & Choquette eds., *Paleokarst. Berlin, Springer-Verlag*, p 385-405
- Mitchel, M.M. & Woodward, N.B. (1988)** Kink detachment fold in the southwest Montana fold and thrust belt. *Geology* v 16 pp 162-165
- Mitra, G. & Boyer, S.E. (1986)** Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. *J. Struct. Geol.* 8 pp 291-304
- Mitra, S. & Namson, J. (1989)** Equal-area balancing. *Amer Journ of science*, 289, pp563-599
- Mitra, S. (1986)** Duplex structures and imbricate thrust system: geometry structural position, and hydrocarbon potential. *Am Ass. Petr Geol. Bull* 70, pp 1087-1112
- Moya-Cuevas, F. (1974)** Estudio sedimentario del Cretácico Medio en el área margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. *AAPG boletín*, v 26 nos. 10-12, pp200-220.
- Muehlberg, W.R. (1968)** Internal structure and mode of uplift of Texas and Louisiana salt domes, in R. B. Mattox, de., *Saline deposits. GSA Special Paper 88*, p 359-364
- Muehlberg, W.R. & Clabaugh, P.S. (1968)** Internal structure and petrofabrics of Gulf Coast salt domes, in J. Braunstein and G.D. O'Brien, eds., *Diapirism and Diapirs AAPG Memoir 8* p 90-98
- Mugica, M.R. (1976)** Estudio petrográfico del basamento en el área de Miquihuana, Tamaulipas. *C-1013 Inst Mex. Petrol. México Informe inédito.*
- Müller, W.H., Schmidt, S.M. & Briegel, U. (1981)** Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: reology and microfabric. *Tectonophysics*, 78 p 527-543
- Myers, R.L. (1968)** Biostratigraphy of the Cardenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí. México *Rev. Paleont. Mex. Inst. Geol. UNAM No.24* 89p
- Ornelas, H.M. (1982)** Estudio bioestratigráfico del Cretácico Inferior y Medio en la plataforma Valles-San Luis Potosí *Proyecto C-1111 IMP Subd. de Tecnol. de Expl Informe inédito*
- Ortega, G.F. (1978)** El Gneis novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y la Peregrina, area de ciudad victoria, Tamps. *Rev. Inst. Geol. UNAM Vol 2 No. 1* México.
- Ortiz, U.A., López, O.E. y Gutierrez, B.F.J. (1988)** Interpretación geológica regional en el prospecto Ciudad Victoria Villagran, Tamaulipas. *C-4014 Inst. Mex. Petrol. México. Informe inédito*
- Ortuño, A. F., Valencia, I. J.J., Sassi, W., Vanderbroucke, M., Gualier, J.M., Rudckiewicz, J., Colleta, B. y Roure, F. (1998)** Modelado numérico de la migración de hidrocarburos y su aplicación en el área Chiapas-Tbasco. Informe inédito PEMEX-IFP

- Oviedo, P. A. E. (1996) Evolución Neógena de las cuencas terciarias del sureste. *Tesis de Maestría Facultad de Ingeniería UNAM 91 p*
- Oviedo-Pérez, A., Mora-Oropeza, G. y Herbert, R. (1995) A new model for the role of salt in the Salina Basin, Southeast Mexico, *AAPG Annual Convention Abstracts with programs, p 73A.*
- Palazuelos, C.R. (1970) Exploración geológica del área Laguna Seca-Real de Catorce, S.L.P. *IG-534 PEMEX México. Informe inédito.*
- Passchier, C. & Simpson, C. (1986) Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol. v 8 pp 831-843*
- Pemex y British Petroleum (1994) Proyecto Marbella. Inédito
- Price, R.A., (1981) The Cordilleran foreland thrust and fold belt in southern Canadian Rocky Mountains, in Thrust and Nappe Tectonics, *Spec. Publ. Geol. Soc. London, vol. 9 edited by Mc Clay. and N.J. Price, 427-478.*
- Ramsay, J. (1983) Rock ductility and its influence on the development of tectonic structure in mountain belts; *pp 111-127; in Hsu K.J., ed., Mountain Building Processes, Academic Press, London, 263 p*
- Richter-Bernburg, G. (1987) Deformation within salt bodies in: Dynamical geology of salt and related structures, *I. Lerche and J.J. Obrien eds. Academic Press pp 39-75*
- Rodriguez y Amieva (1981) Interpretación y evaluación geofísico-geológica. Prospecto Río Verde. *Informe inédito PEMEX*
- Rodriguez, C. J. (1957) Estudio de los depósitos de sales potásicas en los alrededores de Río Verde S.L.P. *Anales del Inst Geol UNAM pp 23*
- Rueda, G.J., Morales, J., Dueñas, M.A., Salas, E., Rodríguez, J.L., Gutierrez, L., López, E., Trinidad, R., Leon, C., y Zepeda, M. (1982) Evaluación geológica-petrolera de las rocas del Jurásico Medio de La Cuenca de la Formación Rosario, con base en estudios palinoestratigráficos, de rayos x y de geoquímica. *C-1115 Inst. Mex. Petrol. México. Informe inédito*
- Salvador, A. (1987) Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *AAPG Bull vol 71 No.4 pp 419-451*
- Salvador, A. (1991) The Gulf of Mexico Basin. *The geology of North america Vol. 7. Department of Geological Sciences. The University of Texas at Austin pp 205-244, 568p*
- Sansores, E. y Girard, R. (1969) Bosquejo geológico de la Zona Norte, en Seminario sobre Exploración Petrolera Mesa Redonda No.2, *Problemas de Exploración de la Zona Norte, IMP, México, D.F.*
- Sassi, W. & Rudkiewics, J. (1996) 2D Integrated maturity studies in thrust areas Thrustpack ver 3.3 *Consorsium IFP-INTEVEP-CHEVRON-IMP-PEMEX Inédito*
- Schuster, D.C. (1995) Deformation of alloctonous salt and evolution of related salt-structural
- Snyder, F.C. & Nugent, J. (1995) Teak-testing a subsalt hydrocarbon trap geometry, South Timbalier Block 260, Gulf of Mexico in salt, sediment, and hydrocarbons: *Gulf Coast Section SEPM, 15 th Annual Research Conference, pp 257-267.*
- Strachan, G.P (1967) The geology o cretaceous gypsum deposit. San Luis Potosí, México. *Thesis Acadia University*
- Suppe (1983) Geometry and kinematics of fault bend folding. *Am J. Sc 283 pp 684-721 systems, eastern Louisiana gulf coast, in M.P.A. Jackson, D.G., Roberts*
- Talbot, C.J. & Jackson, M.P.A. (1987) Internal kinematics of salt diapirs. *AAPG Bulletin v 71, No.9 pp 1068-1093*
- Talbot, C.J., Rönnlund, H., Schmeling, H., Koyi, H and Jackson, M.P.A. (1991) Diapiric spoke patterns *Tectonophysics, v 85, pp 167-204*

- Tardy, M., Longoria, T.F., Martinez, R.J., Mitre, L.M., Mitre, L.M., Patiño, A. M., Padilla, S.R., y Ramirez, R.C., (1975) Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: la aloctonia del conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S.L.P., México. *Rev Inst. de Geol. UNAM. V 75, No. 1 pp 1-11*
- Trusheim, F. (1960) Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bulletin v 44 No. 9 pp 1519-1544*
- Urai, J.L., Spiers, C.J., Zwart, H.J. and Lister, G.S. (1986) Weakening of rock salt by water during long-term creep. *Nature, v 324 pp 554-557*
- Valencia, I.J.J. (1993) Evolution tectonique et histoire thermique de la plateforme Valles San Luis Potosi (Mexique): Implications sur la distribution des hydrocarbures et des gites minéraux. *Université Paul Sabatier de Toulouse III (Sciences) These Doctorat 179p*
- Valencia, I.J.J. y Fortune, J. (1994) Nuevas consideraciones sobre la Formación Guaxcamá y sus implicaciones paleogeográficas. *Revista IMP v. XXVI No. 1*
- Walker, W.C. (1974) Nature and origin of caprock overlying Gulf Coast salt domes, in 4th Symposium on salt : Northern Ohio Geol. Soc., v 1 pp 169-195
- Weidie, A.E., Wollenben, J.A., and Mc Bride, E.F. (1972) Late Cretaceous depositional systems in northeastern Mexico: Gul Coast Association of Geological Societies Transactions. V 22 pp 323-329
- White, R.M. and Spiers, Ch.A. (1985) Characterization of salt domes for storages and waste disposal in 6th Symposium on salt Northern Ohio Geol. Soc., v 1 pp 511-518
- Woodward, N.B. Boyer, S.E. and Suppe, J. (1989) Balanced geological cross sections. *American Geophysical Union short course in geology, 6 132 p*
- Zaldivar, R.J., Valencia, I.J.J. y Figueroa, C.J.L. (1986) Evaluación geológica regional en el Prospecto Xoconostle. *Proyecto inédito IMP C-4010.*