



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN
INGENIERÍA**

**MODELO ESTRATIGRÁFICO SEDIMENTARIO DE LA UNIDAD
BRECHA DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA SONDA DE CAMPECHE**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERÍA

ING. EN EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN EN RECURSOS NATURALES –
ESTRATIGRAFÍA

P R E S E N T A :

ANTONIO CERVANTES VELÁZQUEZ

TUTOR:

JOAQUIN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

2012



JURADO ASIGNADO:

Presidente: DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI

Secretario: DR. GUILLERMO PÉREZ CRUZ

Vocal: DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

1^{er}. Suplente: M. C. EMILIANO CAMPOS MADRIGAL

2^{do}. Suplente: DR. JUAN ARAUJO MEDIETA

Lugares donde se realizó la tesis:

MÉXICO DF Y CD. DEL CARMEN CAMPECHE

TUTOR DE TESIS:

DR. JOAQUIN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

FIRMA



Dedicatoria:

*Dedico este trabajo a mi esposa Orquídea Guadalupe Trejo Vázquez y a mis hijas Blenda y Rebeca.
Ustedes me dan el amor y alegría que le dan sentido a mi vida.*

Y a mis padres ellos han formado lo que soy ahora, estaré agradecido por siempre.



Agradecimientos:

Le agradezco al Ing. Marcos A. Milland Padrón por el apoyo proporcionado para poder asistir a la maestría.

Le agradezco a mi Tutor el Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo ya que con su valiosa guía se pudo llevar a feliz término este proyecto.

Al Ing. Madaín Moreno Vidal por permitirme usar los recursos de tiempo y maquina para poder desarrollar este trabajo

Un agradecimiento especial a la Ing. Litzabel Mercedes Montes González por su asesoría y valiosos consejos para el manejo del software Petrel.

Un agradecimiento muy grande a la Sra. Lucrecia Vázquez García por su apoyo para mi estancia en el tiempo que residí en la Ciudad de México durante el tiempo que curse la maestría.

Y por supuesto a los sinodales cuyos valiosos consejos y observaciones permitieron darle su forma definitiva a este trabajo.



CONTENIDO

| | |
|--|-----------|
| RESUMEN | 6 |
| GENERALIDADES | 6 |
| LOCALIZACIÓN DEL PROYECTO DE ESTUDIO..... | 6 |
| ANTECEDENTES EXPLORATORIOS | 7 |
| OBJETIVO GENERAL | 8 |
| ALCANCES DEL PROYECTO. | 8 |
| PALEOGEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA REGIONAL..... | 8 |
| ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO..... | 10 |
| SEDIMENTOLOGÍA DE LA UNIDAD BRECHA | 16 |
| Edad..... | 18 |
| ORIGEN DE LA UNIDAD BRECHA..... | 20 |
| Mecanismos de Depósito..... | 22 |
| DESARROLLO..... | 24 |
| Construcción del Modelo Estructural Tridimensional..... | 24 |
| Definición de Facies..... | 29 |
| Construcción del Algoritmo para Poblar el Modelo | 33 |
| Resultados..... | 39 |
| Conclusiones y Recomendaciones: | 40 |
| Referencias | 41 |



RESUMEN

La formación correspondiente a la cima del Cretácico Superior en la zona de la Sonda de Campeche es la principal roca acumuladora de hidrocarburos y esta corresponde principalmente a una brecha carbonatada de talud, con depósitos de tipo apron. Debido de la necesidad de caracterizar y distribuir las propiedades de los campos relacionados a esta unidad se presenta el siguiente trabajo. A partir de los datos que se obtuvieron correspondientes a fallas interpretadas en sísmica y previamente convertidas a profundidad y a un horizonte interpretado de la cima de la brecha se modeló en el software petrel una malla tridimensional. Esta malla está conformada por celdas de 500 x 500 considerándose la medida óptima debido al tamaño del área de estudio. Se consideraron dos facies principales dentro de la formación la primera correspondiendo a las brechas propiamente dichas y la segunda a los sedimentos pelágicos estratificados asociados a periodos de no depósitos de brecha en el talud. Estas facies fueron identificadas en los registros de imágenes de los pozos perforados en el área. A partir de la definición de estas facies se construyó un algoritmo que simulara el depósito aleatorio de los aprones que conforman las brechas dentro del modelo 3D. El resultado de este modelo poblado con las facies así definida puede servir como una guía para distribuir las propiedades que se asocian a ellas, como son la porosidad y la permeabilidad.

GENERALIDADES

LOCALIZACIÓN DEL PROYECTO DE ESTUDIO

El proyecto exploratorio se localiza en el SE del Golfo de México frente a los estados Tabasco y Campeche, Fisiográficamente forman parte de la plataforma continental y estructuralmente corresponden a la provincia geomorfológico Pilar de Akal. El área del presente estudio es de 1282 Km², y comprende también los campos A, Tk, B, Pt, P, T, Z-H, Ky, Nu, Utsil, y Tu (Figura 1).

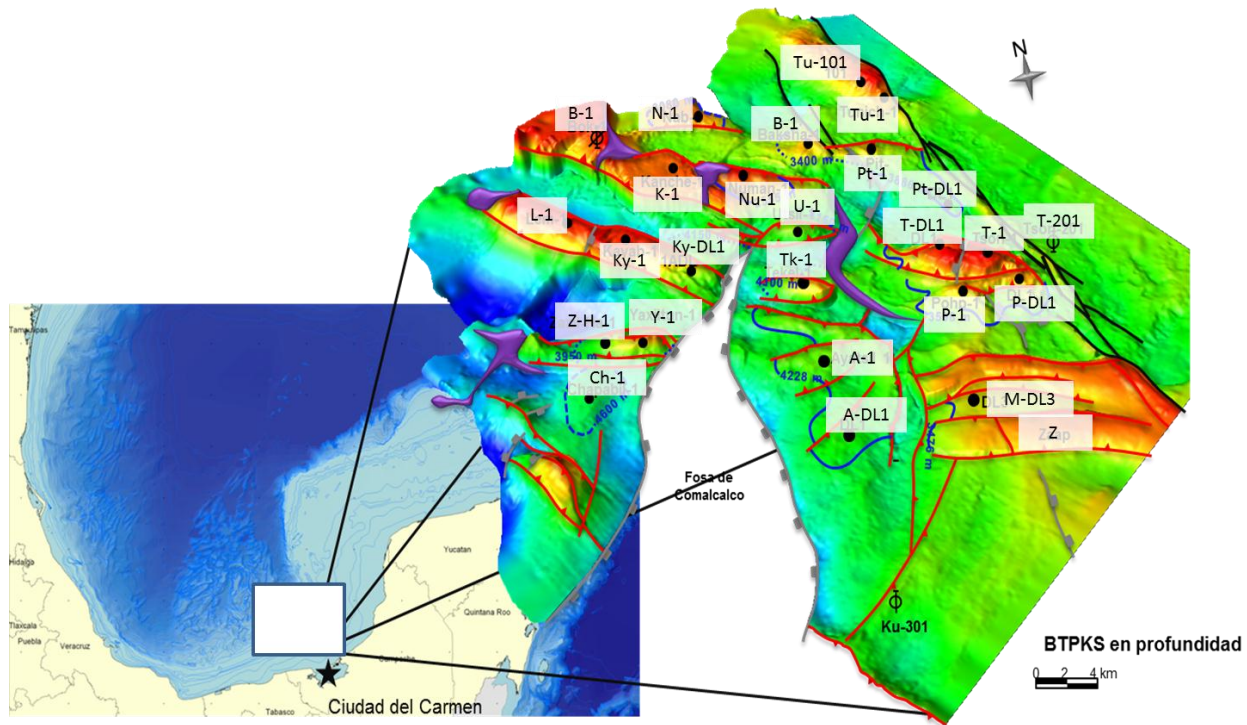


Figura 1.- Localización del proyecto de estudio, se marca el área que comprende el estudio aquí presentado.

ANTECEDENTES EXPLORATORIOS

El primer pozo exploratorio perforado en el área de estudio fue el pozo Tu-1 en 1978, con el objetivo de encontrar acumulación de hidrocarburos en la Brecha del Cretácico Superior, aunque la perforación fue exitosa se consideró improductivo seco. Posteriormente se perforó en 1982 el pozo Z-H-1, el cual se consideró productor en prueba marina. Es decir, que se consideraba productor únicamente por la respuesta de los registros geofísicos. Hasta principios del 2004 se inició una campaña exploratoria más extensiva perforándose los pozos Tu-101, Nu-1, B-1 y P-1; resultando productores aunque los dos primeros se consideraron no económicos por la densidad del aceite obtenido. Desde 2004 en adelante, se han perforado 16 pozos con los cuales se han descubierto 7 nuevos campos P, N, T, K, Y, B-Pt y A, los cuales todos son productores en el horizonte de brecha.



OBJETIVO GENERAL.

Definir un modelo sedimentario de detalle del depósito de las Brechas del Cretácico Superior en una plataforma de software que permita en un futuro apoyar en la definición y distribución de propiedades petrofísicas.

ALCANCES DEL PROYECTO.

A partir de la información de los pozos con la que se cuenta actualmente como son registros de pozos, reportes petrográficos, láminas delgadas y mapas de cimas de yacimientos, se propone un modelo sedimentario de detalle del depósito de las Brechas del Cretácico Superior, donde se interprete su distribución y sedimentación dentro del área de estudio. Cuyos objetivos son, contribuir con el conocimiento sobre una mayor definición, tanto estratigráfica como sedimentológica, de las características petrográficas y depositacionales que tiene como roca almacén esta unidad sedimentaria. Su uso será inmediato para reforzar los estudios de: Incorporación de reservas, Caracterización y Delimitación de Yacimientos.

PALEOGEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA REGIONAL.

En trabajos previos se ha interpretado que durante el Maastrichtiano, la Península de Yucatán actuaba como una plataforma somera donde ocurría sedimentación de carbonatos en sus márgenes y de sedimentación carbonatada lagunar de supramarea y evaporítica (Figura-2). Hacia el noroeste y norte de la Península, las evaporitas decrecen en volumen y la sedimentación se hace más carbonatada hasta llegar a formar depósitos de calizas y margas (López-Ramos, 1979; Santiago *et al.*, 1991).

Al norte de la Península, en la margen nororiental de la Plataforma de Yucatán el núcleo 19 del sitio 95 de la perforación DSDP Leg 10, se encontrarán depósitos pelágicos y margosos del Maastrichtiano medio-tardío (Sohl *et al.*, 1991). Así mismo, hacia el suroeste, sur y sureste de la Plataforma de Yucatán, las evaporitas desaparecen para dar lugar a calizas pelágicas (Formación Jolpabuchil) y margas pelágicas (Formación Méndez). En la cima de estas rocas marinas pelágicas se depositaron Brechas Carbonatadas (Meneses de Gyves, 1980; Quezada-Muñetón,

1990; Smit, et al 1999; Grajales Nishimura, 2001). A finales del Maastrichtiano, la Plataforma de Yucatán se interpreta como probablemente aislada y separada de la Plataforma Chiapas-Tabasco por una depresión que representaba el talud de ambas plataformas (Grajales-Nishimura *et al.*, 2005).

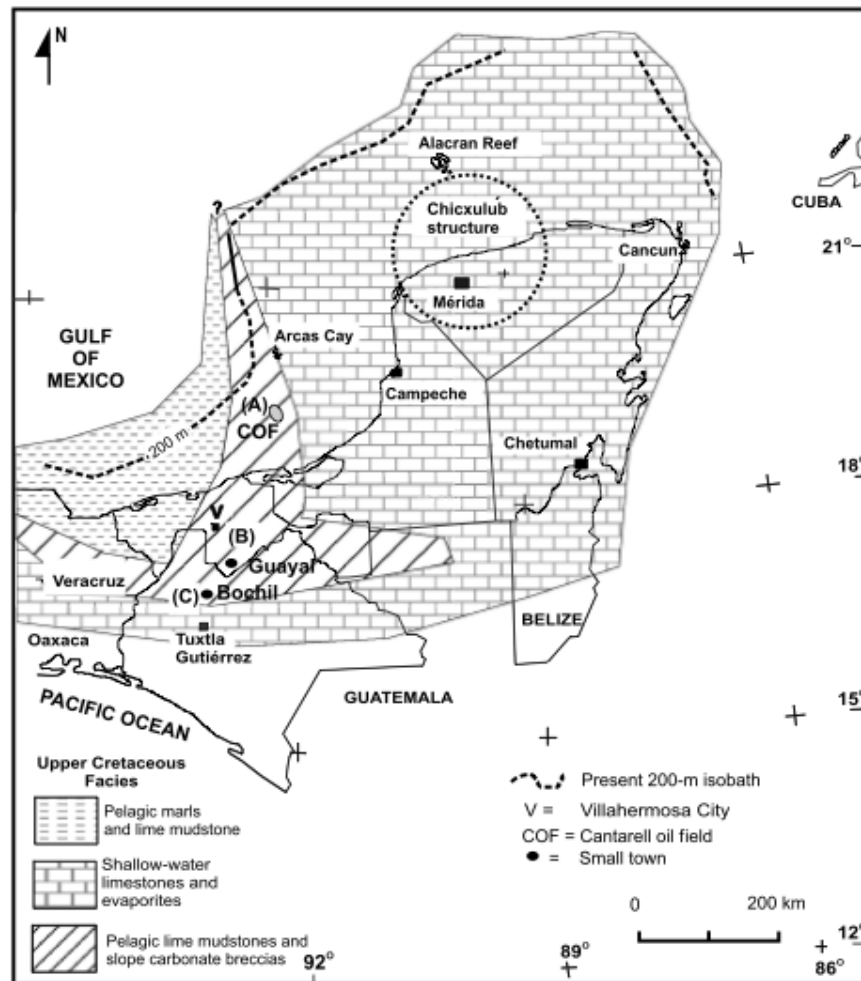


Figura 2.- Escenario paleogeográfico para el fin del Maastrichtiano en el sureste de México. Se dio una abundante sedimentación de aguas someras en la Plataforma de Yucatán y en la región de Chiapas Tabasco. En las zonas más profundas, incluyendo la Bahía de Campeche predominaban acumulaciones pelágicas y prevalecían facies de carbonatos de agua profunda. Tomado de Grajales-Nishimura *et al.* (2003)

ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.

Los depósitos que constituyen la columna sedimentaria desde el terciario al mesozoico tardío en la provincia productora de a la sonda de Campeche (Figura 3). A continuación se describe la estratigrafía, de la parte del Mesozoico en la zona de estudio, siendo esta parte la de más relevancia por su interés económico petrolero.

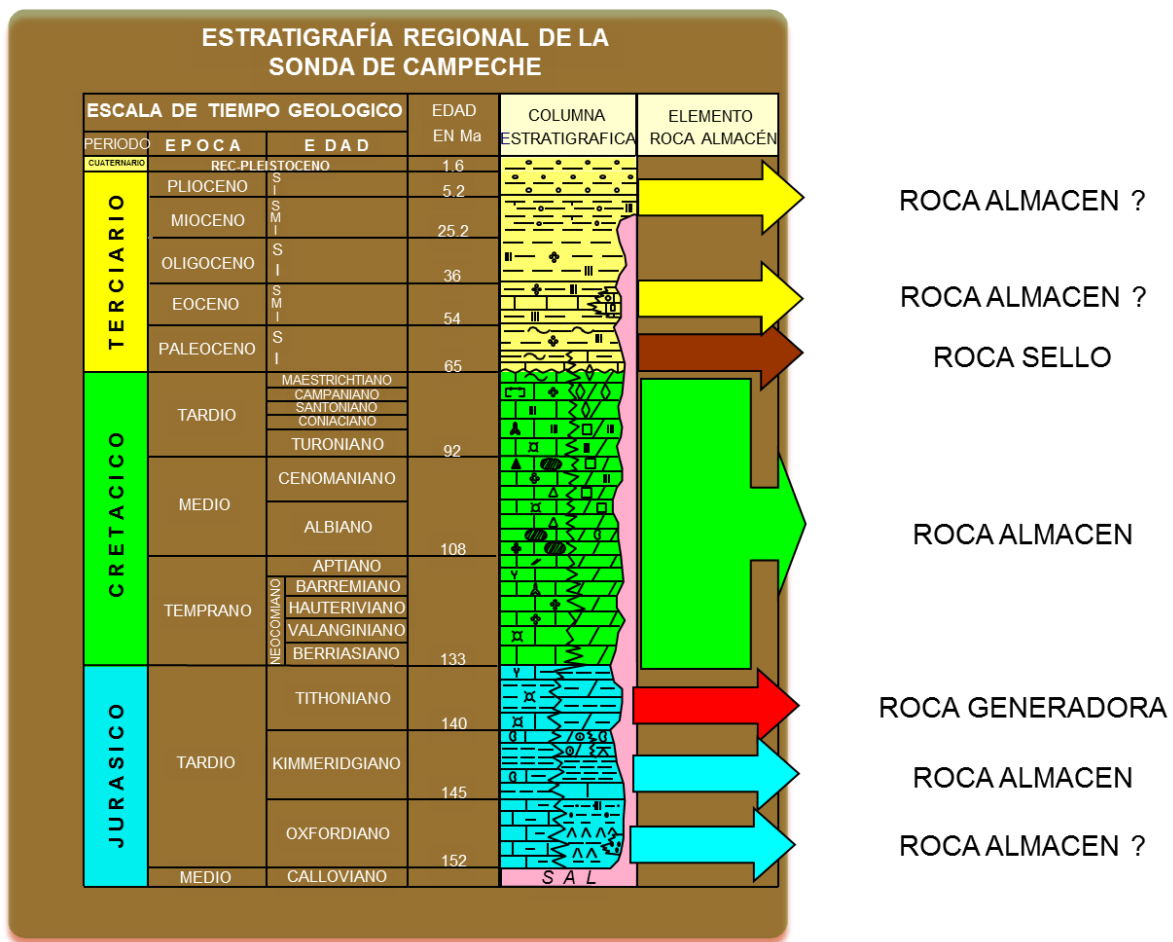


Figura 3.- Columna Estratigráfica regional que muestra las unidades que han sido atravesados por los pozos de este estudio. Así mismo se indican sus propiedades como rocas de tipo generadora, almacen o sello.



Jurásico Superior (Oxfordiano)

Rocas de esta edad se cortaron en los pozos T-1, Tk-1 y K-1 en el área de estudio, consisten de areniscas, arenas, limolitas y bentonitas de color gris olivo. Generalmente esta serie sedimentaria está acompañada con intercalaciones delgadas y aisladas de calizas arcillosas y silicificadas (Aquino 1985).

Como accesorios se llegan a observar anhidritas, cuarzo detrítico, micas, etc.; su porosidad es de tipo primaria intergranular. Aunque su paso cronológico a los terrígenos del Kimmeridgiano no es apreciable litológicamente, el cual queda perfectamente definido con la presencia de un organismo de tipo planctónico conocido inicialmente como *Protoglobigerina oxfordiana* y denominada taxonómicamente como *Caucasella oxfordiana*, siendo incluida dentro de este género (Aquino 1985).

Jurásico superior (Kimmeridgiano)

En el área de estudios 13 pozos han penetrado a este nivel estratigráfico, pero solo 3 han cortando su espesor completo que varía de 180 m (Ka-5) hasta 623 m (T-1). Para su estudio ha sido dividido en dos litofacies; una situada en la parte superior de este piso, y otra en la inferior

La parte inferior está constituido por terrígenos (arcillosos y bentónicos), con intercalaciones aisladas de calizas arcillosas, cretosas y bentónicas (Aquino 1985). Gradúan lateralmente a cuerpos evaporíticos intercalados con carbonatos y terrígenos o constituyendo parte de ellos. Su coloración es generalmente gris olivo y negro. Se observan como accesorios minerales férricos (magnetita, pirita), anhidrita, yeso, aragonita y calcita. (Aquino 1985) Los procesos diagenéticos los representan principalmente la dolomitización y la silicificación, aunque también se observan, granos piritizados y cristales euhedrales. La porosidad es intergranular, móldica o intercrystalina. La parte superior está caracterizado por cuerpos potentes de carbonatos con algunas intercalaciones de terrígenos (Aquino 1985). Estos cuerpos carbonatados son generalmente dolomías mesocristalinas de color crema y gris olivo, en su origen packstone de oolitas, pellas y algas, ligeramente bentónicas, gradúan lateralmente a dolomías microcristalinas y evaporitas (yeso y anhidrita), con espesores delgados, así como limolitas café rojizo y areniscas (Aquino 1985). Microfósiles como *Rhaxella sorbyana*, *Nautiloculina oolítica* así como algas Dacicladáceas



del género *Acicularia* nos sitúan francamente en este piso; se llegan a observar también algunos pelecípodos y carpetas de algas (Aquino 1985).

Jurásico superior (Tithoniano)

Rocas de esta edad se han identificado en 15 de los pozos de este estudio. A diferencia de los pisos anteriores, este es uno de los más uniformes con un espesor promedio de 310 m, lo constituyen calizas arcillosas color oscuro, con intercalaciones de lutitas bituminosas ligeramente calcáreas, en algunas partes se observan carbonosas, contienen abundante materia orgánica de origen vegetal (algáceas, restos de plantas, carbonosas) y graduán lateralmente a mudstone arcilloso bentónico color negro olivo y anhidrita gris blanquizca (Aquino 1985).

Como accesorios se observan: anhidrita, bentonita, calcita, cuarzo detrítico, micas. Macropaleontológicamente presente amonoides del género *Durangites sp*, bioclastos indeterminados, restos de pez, restos de plantas, placas de equinodermos, restos de moluscos. Micropaleontológicamente la asociación faunística de *Calpionella alpina*, *Calpionella elíptica*, *Crasicolaria*, *Masutiniana*, *Tintinopsella carpática*, *Saccocoma folamentosa*, *Saccocoma lombardia arachnoidea*, *Eotrinx alpina*, *Lombardia angulata*, sitúan a este piso (Aquino 1985). Su porosidad es primaria del tipo intergranular e intercrystalina. La diagenesis esta respresentada por dolomitización y silicificación incipiente. El ambiente sedimentario generalmente es típico de cuenca.

Desde el punto de vista petrolero esta es una de las unidades más importantes, dado que se considera la principal roca generadora del área marina.

Cretácico inferior.-

De la información que se dispone los 16 pozos han cortado en este nivel estratigráfico con espesor promedio de 233 m, el espesor de este nivel varía entre 70 m (Pozo T-1) hasta 520 m (Pozo Ky-1) indicando que es un horizonte nivelador. Está caracterizado por mudstone bentonítico color verde y gris olivo ligeramente dolomitizado, dolomía microcristalina; color gris verdoso, gris blanquizo y gris olivo, en su origen mudstone a wackestone de intraclastos y exoclastos tamaño rudita y arena, así como calizas cretáceas color crema (Aquino 1985) (Figura 4). Existen también horizontes arcillosos caracterizados por lutitas oscuras y bentonitas verdes. Como accesorios se tienen pedernal claro, oscuro, pirita, cuarzo y bentonita (Aquino 1985). Los procesos diagenéticos presentes son la dolomitización, silisificación y en menor grado estilolitización (Aquino 1985). La porosidad es pobre a regular de tipo primaria, secundaria (intercristalina, móldica, en fenestros, fracturas)

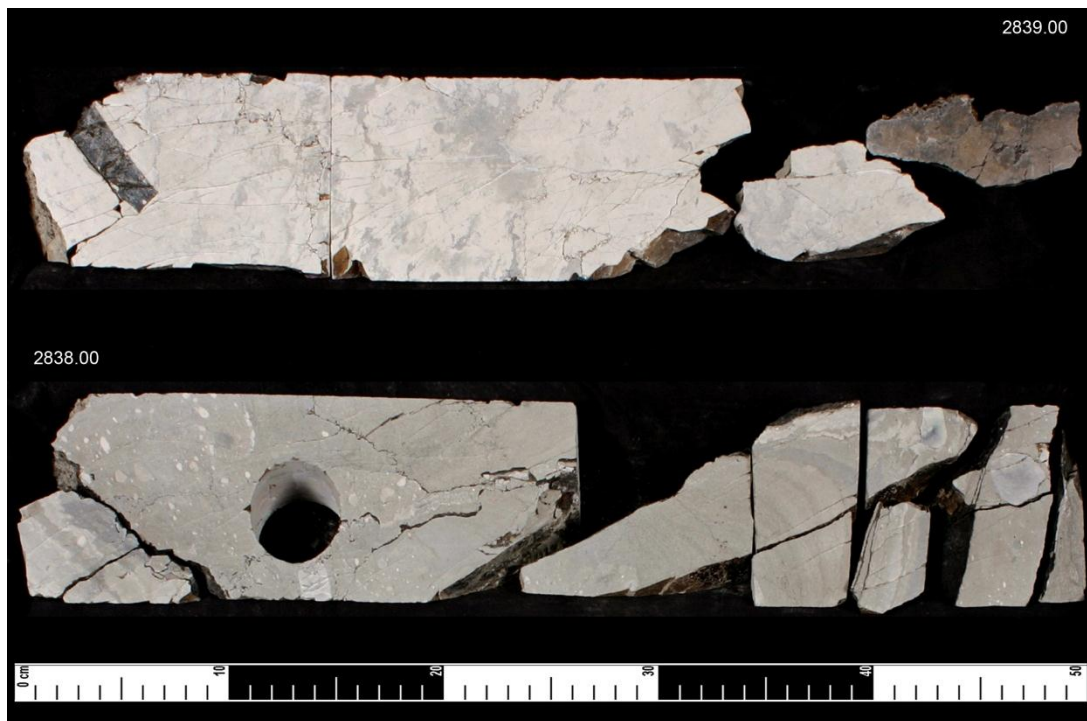


Figura 4.- Núcleo 3 del pozo Ky-1 del Cretácico Inferior se observa una caliza tipo Mudstone en partes de aspecto brechoide con algunas fracturas abiertas.

Cretácico medio

Son 15 pozos los que han cortado este nivel estratigráfico con un espesor promedio de 130 m. Esta constituido por mudstone a wackestone de exoclastos, intraclastos y bioclastos, bentonítico, ligeramente dolomitizado y silicificado, de color gris olivo claro; se observan también cuerpos de dolomía microcristalina, gris blanquiza, gris olivo; así mismo horizontes arcillosos de lutitas oscuras y bentonitas gris verdoso y verde amarillento (Aquino 1985) (Figura 5). Como accesorios se tienen pirita, pedernal claro, oscuro, anhidrita, cuarzo autógeno, bentonita (Aquino 1985). La porosidad es pobre a regular, primaria y secundaria, intercrystalina, móldica, en fracturas y cavidades (Aquino 1985). Los procesos diagenéticos están representados por dolomitización (Aquino 1985).



Figura 5.- Núcleo 3 del pozo P-DL1 del Cretácico Medio se observa una caliza tipo Mudstone laminada con poca impregnación de hidrocarburos



Cretácico superior

Ha sido cortado por los 16 pozos del estudio con un espesor promedio de 150 m. Está constituido por carbonatos tales como mudstone a wackestone de exoclastos, bioclastos y litoclastos ligeramente bentoníticos color crema, café y gris olivo claro, dolomías microcristalinas, en su origen un mudstone bentonítico de foraminíferos y litoclastos color gris olivo claro, con intercalaciones de margas lutitas y bentonitas. Como accesorios se tienen: pirita, pedernal claro, obscuro, anhidrita y bentonita (Aquino 1985). Hay dolomitización y silicificación (Aquino 1985). La porosidad es pobre a regular en cavidades.

B r e c h a - (cretácico superior-paleoceno) Entre los límites del cretácico superior-paleoceno inferior se encuentra una unidad constituida por dolomías y calizas clásticas, integrada por exoclastos (Figura 6), que es desde el punto de vista económico petrolero la más importante en toda la zona marina y posiblemente en el país, ya que la máxima producción de hidrocarburos provienen de este cuerpo calcáreo, por su carácter discordante su distribución cronoestratigráfica es muy irregular (Aquino 1985). A continuación se describen las características generales de esta unidad. Esta constituida por flujo de detritus carbonatado provenientes de la plataforma, caracterizado generalmente por wackestone de exoclastos tamaño rudita, cada uno de los cuales son:

- A).- dolomia microcristalina color café
- B).- wackestone de miliólidos color gris claro
- C).- wackestone de bioclastos color crema
- D).- wackestone de carpetas de algas gris y gris crema olivo
- E).- wackestone de litoclastos e intraclastos

Todos ellos en una matriz calcareo-bentonítica dolomitizada total o parcialmente, se observan estructuras sedimentarias tales como estructuras geopetales, estructuras fenestrales, líneas estilolíticas, carpetas de algas, microlaminaciones, perturbación mecánica, calcos de flujo, fracturas selladas por calcita. Como accesorios presenta pirita diseminada, bentonita, pedernal claro y obscuro, anhidrita y calcita, tiene impregnación de aceite ligero, pesado y residual (Aquino 1985). El proceso diagenético predominante es la dolomitización (Aquino 1985).

Es importante indicar que en los exoclastos se encuentran generalmente fauna de aguas someras y en la matriz fauna planctónica de cuenca (*Globotruncanidos, Hedbergellidos, etc*)



Figura 6.- Pozo A-1 Núcleo-1 Brecha calcárea parcialmente dolomitizada con presencia de vóculos asociados a fracturas con impregnación de aceite pesado

SEDIMENTOLOGÍA DE LA UNIDAD BRECHA

En la Sonda de Campeche (Donde se incluyen la zona de Proyecto de Estudio) existen 5 unidades estratigráficas productoras de hidrocarburos.

- 1.- Las arenas continentales del Jurásico Superior (Oxfordiano)
- 2.- Calizas en Facies Oolíticas del Jurásico Superior (Kimmeridgiano)
- 3.- Calizas dolomitizadas y fracturadas del Cretácico Medio e Inferior.
- 4.- Brechas Calcáreas del Cretácico-Paleoceno

5.- Calcarenitas del Eoceno Medio (posibles depósitos de talud o turbidíticos)

De estas unidades la correspondiente a las brechas cretácicas-paleocénicas son las más importantes como rocas almacenadoras de hidrocarburos. Por sus propiedades petrofísicas, distribución y espesor.

Para el modelo sedimentario de depósito de la brecha del Cretácico Superior, se ha interpretado una serie de flujos de granos y flujos de escombros depositados hacia el piso marino, en el borde de una plataforma carbonatada (Figura 7). El espesor de los depósitos varía de 11 a 105 metros en el área adelgazándose en campos que se encuentran al suroeste y presentes únicamente como flujos de granos en las facies más distales (pozos L-1, Bk-1) con espesores más potentes al noreste en las facies proximales al talud. Hacia los campos M y Z los espesores totales de brecha tienen un rango de 250 metros, mientras que en el campo A el espesor total es de 123 metros. El Cretácico Superior está representado por brechas asociadas a los siguientes tipos de depósitos:

- Flujos de escombros
- Flujos de granos
- Calizas fracturadas y brechadas *in situ*.
- Laminaciones de calizas arcillosas y lutitas que representan depósitos en aguas relativamente profundas y tranquilas, con intercalaciones de delgados flujos de granos.

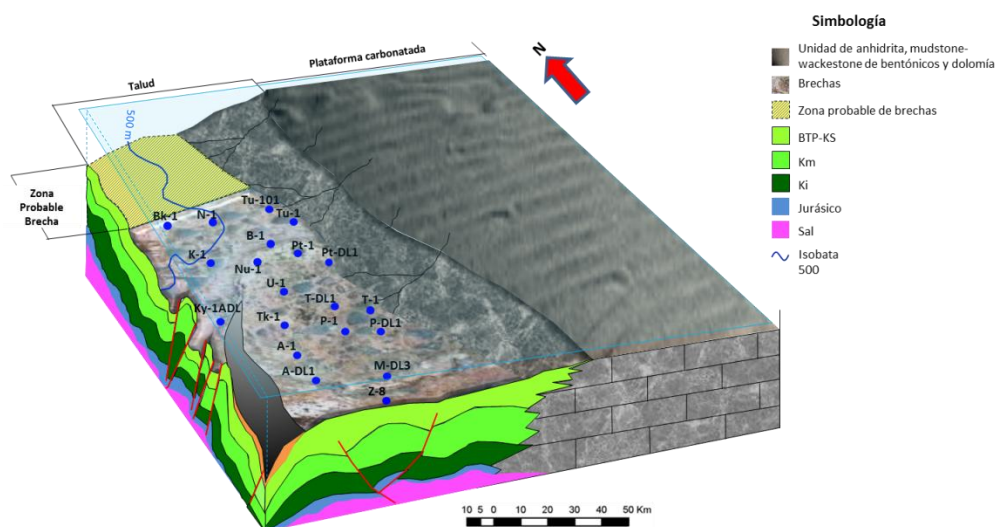


Figura 7.- Modelo sedimentario esquemático para la Brecha-KS (Cabrera Toledo y Romero Peñaloza, 2002)



Desde los primeros trabajos geológicos en el área se ha considerado a estas brechas como producto de dos procesos: el primero, por karsticidad y erosión in situ de la plataforma carbonatada y el segundo, al transporte de los sedimentos productos de esta erosión y transportados hasta la base del talud donde se depositaron (Meneses de Gyves, 1980; Santiago-Acevedo, 1980; Santiago-Acevedo *et al.* 1984). Por otra parte, se han propuesto teorías recientes contrastantes entre sí, para explicar la gran porosidad en vógelos y cavernas. Por una parte, algunos autores sugieren procesos kársticos (Gurpinar *et al.* 2000); mientras otros, se inclinan por disoluciones, debidas a ácidos orgánicos en condiciones diagenéticas de sepultamiento profundo (Grajales-Nishimura, 2000; Grajales-Nishimura, 2001).

La presencia de la secuencia K-T donde se incluye la brecha, objetivo de este proyecto, ha sido reportada, principalmente, en afloramientos de la Sierra de Tabasco y Chiapas, así como, en el subsuelo de la Sonda de Campeche (Figura-1) (Salas y López-Ramos, 1951; López-Ortiz, 1962; Meneses de Gyves, 1980; Quezada-Muñetón, 1990; Hernández-García, 1993; Grajales-Nishimura, *et al.* 2000).

Edad

En los primeros estudios se consideró, estratigráficamente a la brecha del Cretácico Medio, pero sin explicar su origen (Salas y López-Ramos, 1951); en trabajos posteriores se le asignó una edad de Paleoceno basal y un ambiente sedimentario poco profundo (Meneses de Gyves, 1980). En trabajos más recientes se considera a la Brecha como depósitos de talud en el borde de una plataforma carbonatada y se le asignó indistintamente al Cretácico Superior y/o al Paleoceno Inferior (Santiago-Acevedo, 1980; Quezada-Muñetón, 1990). En trabajos posteriores se le nombró Brecha Paleoceno-Cretácico Superior (Hernández-García, 1993); esta nominación refleja la incertidumbre en cuanto su edad, dado que por su posición estratigráfica, podría ser ubicada en la parte superior del Cretácico Superior o en la base del Paleoceno Inferior.

En el 2001 Cantú-Chapa y Landeros-Flores, publicaron un trabajo donde definen la edad de la brecha con base en el estudio de foraminíferos planctónicos contenidos en las formaciones superior e inferior de la unidad de brecha, a partir de núcleos, registros y muestras de canal de 14 pozos en toda la Sonda de Campeche; en este trabajo se le asignó informalmente el nombre

de formación Abkatún a la unidad del Paleoceno Inferior y la de formación Cantarell para la unidad de brecha. En este estudio los foraminíferos colectados en la matriz micrítica de la brecha fueron principalmente *globotruncanas* que indican una edad Campaniano-Maastrichtiano (Cantù-Chapa y Landeros-Flores 2001).

Además de las brechas del límite K/T, en las capas de carbonatos pelágicos de la Sierra de Chiapas-Tabasco, se observan intercalaciones de lentes de brechas y calcarenitas biogénicas (Grajales-Nishimura *et al.* 2005). Estos lentes de rocas carbonatadas detríticas tienen espesores de 0.01 a 10 m de espesor; los bloques de mayor tamaño tienen menos de 1 m de diámetro (Grajales-Nishimura *et al.* 2005). Esta sucesión de margas y calizas pelágicas confirman la reconstrucción paleogeográfica propuesta por Michaud (1987) y Quezada-Muñetón (1990), que interpretan que en las áreas donde se han reportado estas brechas estuvieron localizadas en el talud de una plataforma, en la que ésta esporádicamente, aportaba sedimentos carbonatados de origen somero hacia las partes profundas de la plataforma externa (Figura 8).

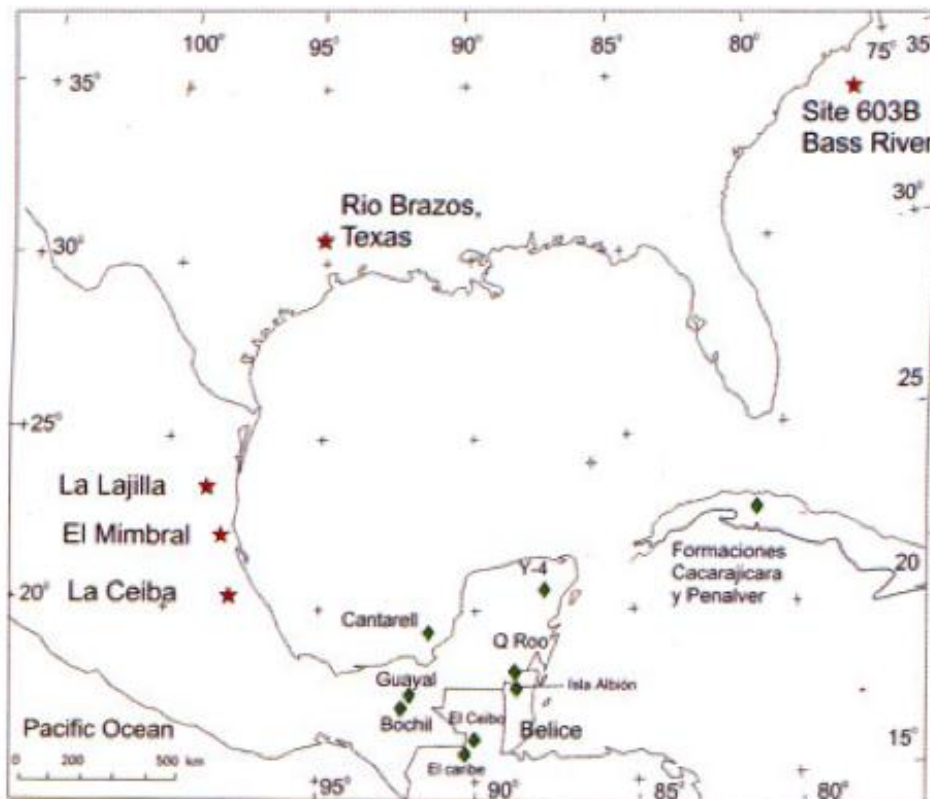


Figura 8.- Localidades más importantes donde se han estudiado o visitado afloramientos del límite K/T en ambientes terrígenos (estrella) y ambientes de plataforma carbonatada (rombo). Tomado de Grajales-Nishimura *et al.* (2005)



Por otro lado en el Noreste de México, en las cuencas con sedimentación terrígena, Sohl *et al.* 1991 reportan que el límite K/T está marcado por cuerpos de areniscas, de mayor espesor a las areniscas infra y suprayacentes, con esferulitas alteradas (tectitas), cuarzo de choque y anomalía de Iridio (Álvarez *et al.*, 1992^a; Smit *et al.*, 1992 y Smit *et al.*, 1996).

Se han reportado brechas carbonatadas similares en Cuba (Figura-4) donde alcanzan un espesor de hasta 450 m (Takayama *et al.*, 2000). Así mismo se han reportado en la región del Caribe en Guatemala (Figura 4) con espesores de hasta 6 m (Hildebrand *et al.*, 1993). En la región del Petén, Steinbeck *et al.* Reportaron una secuencia con brechas carbonatadas en la base y arenas hacia la cima, asociada a material vítreo.

ORIGEN DE LA UNIDAD BRECHA

El origen de la Brecha Calcárea de la secuencia sedimentaria carbonatada del límite K/T de la Sonda de Campeche ha sido asociada a dos mecanismos principales: 1) procesos de disolución debido a exposición subaérea y 2) depósito de material fragmentario en aguas profundas. El consenso más amplio es que su depósito ocurrió a lo largo del margen de la Plataforma de Yucatán y de Chiapas-Tabasco, en ambientes de plataforma externa sobre rocas pelágicas y al pie del talud (Meneses de Gyves, 1980; Santiago-Acevedo *et al.*, 1980; Grajales-Nishimura *et al.*, 2000; Grajales-Nishimura, 2001).

Esta segunda interpretación está fuertemente apoyada por las siguientes relaciones estratigráficas:

- a) La brecha de la secuencia carbonatada está interestratificada entre carbonatos marinos de aguas profundas del Maastrichtiano Superior y del Paleoceno basal (Grajales-Nishimura *et al.*, 2005)



- b) Las reconstrucciones paleogeográficas indican un ambiente de plataforma externa para la región costafuera de Campeche durante el Cretácico Tardío (Menese de Gyves, 1980).
- c) La estructura gradada de la secuencia sedimentaria carbonatada (Grajales-Nishimura *et al.*, 2005).
- d) La estratigrafía de los afloramientos de la misma edad en la Sierra de Chiapas y Tabasco (Grajales-Nishimura *et al.*, 2005); en Guatemala (Hildebrand, 1993; Fourcade, 1997; Stinnesbeck *et al.*, 1997) y en el noroeste de Cuba (Takayama *et al.*, 2000).
- e) La presencia de paquetes de calizas interestratificadas con sedimentos pelágicos y hemipelágicos, observados en registros de imágenes en pozos de la zona.

Los mecanismos que pueden inducir a los depósitos de carbonatados fragmentados en el talud de sistemas de depósitos de carbonatos, mediante el colapso del borde de la plataforma pueden ser diversos:

- 1) Condiciones inestables en el margen de la plataforma por acumulaciones gruesas de sedimentos y de su posterior deslizamiento hacia el fondo marino (Cook, 1983; Read, 1985; Coniglio y Dix, 1992).
- 2) Sobrepressiones, debidas al agua de poro en facies permeables y porosas que actúan como acuíferos confinados por litofacies de mudstones durante descensos relativos del nivel del mar (Spence y Tucker, 1997).
- 3) Tormentas y tsunamis (Cook, 1983; Spence y Tucker 1997).
- 4) Sismicidad (Cook, 1983; Coniglio y Dix, 1992).

Las relaciones estratigráficas, la distribución espacial, las características sedimentológicas, la mineralogía y los afloramientos contemporáneos a la secuencia del subsuelo indican que la brecha carbonatada productora de hidrocarburos en la Sonda de Campeche es parte de una secuencia carbonatada gradada formada por un evento geológico regional que, fue depositada sobre sedimentos carbonatados de pie de talud (Grajales-Nishimura *et al.*, 2005). Estos autores sugieren que una porción importante de este paquete sedimentario, que incluyen, a la brecha de grano grueso de la secuencia, es el resultado del desplome del margen occidental de la Plataforma de Yucatán, como consecuencia de la actividad sísmica inducida por el impacto de un meteorito en Chicxulub en Yucatán hace 65 millones de años en el límite K/T. La estructura



circular formada por este impacto fue reportada originalmente por técnicos de PEMEX (Cornejo y Hernández, 1950; Penfield y Camargo, 1981). Más tarde Hildebrand *et al.* 1991 la reconocieron como una estructura de impacto que fue posteriormente fechada en 65 M.a. mediante el método ^{40}Ar - ^{39}Ar (Swisher *et al.*, 1992; Sharpton *et al.*, 1992) y perforada por investigadores de la UNAM (Urrutia-Fucugauchi *et al.* 1996 a,b). De acuerdo a Grajales-Nishimura *et al.* (2005) La sucesión sedimentaria del impacto se formó mediante la interacción compleja de mecanismos geológicamente instantáneos que dieron lugar a depósitos inducidos por gravedad y sedimentación balística y mediante corrientes resultantes de tsunamis tardíos que en algunas partes se re-sedimentaron a partir de la secuencia previamente formada.

En este proyecto se considera el modelo del depósito de las brechas que nos ocupan, como depósitos de plataforma externa y de talud, con material fragmentario, ya que satisface la mayor parte de las observaciones hechas en la columna estratigráfica, aunque no se descarta que parte de los sedimentos que componen a esta secuencia, pudieran derivarse del evento catastrófico del Chicxulub. Sobre todo, los de la parte superior, ya que parecen coincidir con los modelos propuestos para estos depósitos (gradación y presencia homogénea en la zona). Que incluso se podrían relacionar directamente con la llamada “zona estéril”, que se encuentra presente en todos los pozos de la zona hacia la parte superior de la brecha con las características descritas.

Con relación a que los depósitos sean producto de colapso de cavernas derivada de una exposición subaérea, la morfología que se deriva de los estudios como los realizados por Loucks G. Robert *et al.* 2004 parecen indicar que este tipo de estructuras tienen tendencias lineales, siguiendo el trayecto de los paleo ríos subterráneos. Si bien los depósitos de brecha, objeto de este estudio, frecuentemente presentan cavidades de disolución por la morfología general observada, no parece ser el mecanismo de depósito principal.

Mecanismos de Depósito.

Existen varias formas mediante las cuales los sedimentos se transportan y acumulan en los taludes carbonatados, (*Sequence Stratigraphy USC, 2012*):



1) Transporte en suspensión: Proceso en el cual sedimentos de grano fino derivados de la plataforma son transportados por flujos de marea, tormentas y corrientes oceánicas. Cuando estas plumas de material se disipan se asientan por gravedad en el piso marino.

2) Flujos de gravedad: Estos procesos son de alta energía, son esencialmente eventos instantáneos que transportan sedimentos cuesta abajo debido a la fuerza de gravedad. Existen varios tipos de flujos de gravedad:

2.A) Turbiditas: este tipo de flujo por gravedad se origina de la perturbación local en la cual los sedimentos dan al agua una densidad mayor a la circundante. Estos flujos transportan sedimentos rápidamente pendiente abajo del talud hacia su base o hasta el piso de la cuenca. Se caracterizan por estructuras primarias distintivas.

2.B) Flujos de escombros: estos flujos consisten de una matriz compuesta de una mezcla de sedimentos y agua, lo cual le da una fuerza y flotabilidad, que le permite acarrear clastos que son más densos que el flujo en sí mismo y pueden viajar a varios kilómetros de su fuente con características comunes que incluyen capas lenticulares que gradualmente se acúan lateralmente, con sedimentos con baja clasificación textural, masivas y un arreglo aleatorio de los clastos. Los clastos pueden ser de angulares a redondeados y varían en tamaño de gravas a bloques y se encuentran en una matriz, la cual puede variar de carbonatos de grano fino a lodos terrígenos.

2.C). Depósitos de talus: estos depósitos forman acumulaciones cónicas, echado abajo a lo largo de la cima del talud, debajo de los escarpes más inclinados. Los bloques en el talus probablemente caigan en el mismo lugar; uniéndose a otros conos similares adyacentes formando unas facies distintivas como un cinturón a lo largo del talud. Identificar estas facies en depósitos antiguos, permite obtener información acerca del gradiente del talud y de su orientación.

3). Facies de contornitas: estos depósitos resultan de las corrientes que fluyen paralelas al talud; Consisten principalmente de arenas y gravas de plataforma y se caracterizan por su alta clasificación textural, con ripples espaciados, poco lodo y contactos estratigráficos bien definidos.



Las contornitas se pueden usar para identificar la orientación de antiguos taludes, dado que su origen es una corriente paralela al talud.

DESARROLLO

Los criterios para la interpretación del modelo sedimentario, se basó en el uso de herramientas de software que se usan en la construcción de modelos estáticos de Caracterización de Yacimientos. Esto último para su posible uso posterior en un modelo regional, que ayude a los estudios de caracterización que actualmente se llevan a cabo en el área de estudio. Otra ventaja de hacer el modelo en un sistema interactivo es, el poder realizar simulaciones de manera aleatoria para ver los posibles resultados de cómo, se pueden distribuir los abanicos que forman las brechas, dado que este proceso sedimentario no sigue un patrón establecido en cuanto a su distribución, como se podría esperar en otros ambientes de depósito.

Construcción del Modelo Estructural Tridimensional

Para construir el modelo geocelular o malla 3D a partir de las fallas que delimitan los campos el modelo requiere adecuar la información estructural de entrada de forma tal, que conforme un modelo definido por celdas. Cada una de estas celdas puede tener un valor, ya sea de tipo de roca, de porosidad o saturación de agua, conocidos como propiedades de celda. Esta es una simplificación de un caso real, que permite generar una representación razonablemente veraz que puede ser usado para propósitos de cálculo.

Como parte del proceso de construcción de la malla 3D, se debe determinar su resolución; lo que permitirá crear modelos de alta resolución con mucho detalle y complejidad, aunque cada proceso que se realice toma un tiempo considerable. Un modelo con baja resolución pierde complejidad, pero será rápido de trabajar y permite hacer varias pruebas en tiempos de procesamientos relativamente cortos.

El modelo aquí propuesto en este estudio es de 500x500 m en la horizontal y de alrededor de 6 m en la vertical; tomando en cuenta que el tamaño del área de estudio es de 950 km², el número total de celdas fue de 204,984.

Para elaborar el modelo aquí propuesto se requieren de datos de entrada que conformen sus partes interna y externa. La parte externa del modelo va a estar basada en la geología estructural y la parte interna, o la parte que le da una población al modelo, pueden ser propiedades petrofísicas y/o sedimentológicas.

Para la parte externa, los datos de entrada corresponden a horizontes y fallas que se han interpretado previamente en volúmenes sísmicos; se contó con un total de 147 fallas, de las cuales, un conjunto correspondía a fallas regionales, además contó con otros tres conjuntos de detalle de los campos A-T, B-Pt y P-T (Figura 5); Así como con la interpretación de la cima de la Brecha, de manera regional. Tanto las fallas como el horizonte están convertidos a profundidad (Figura 9 y 10).

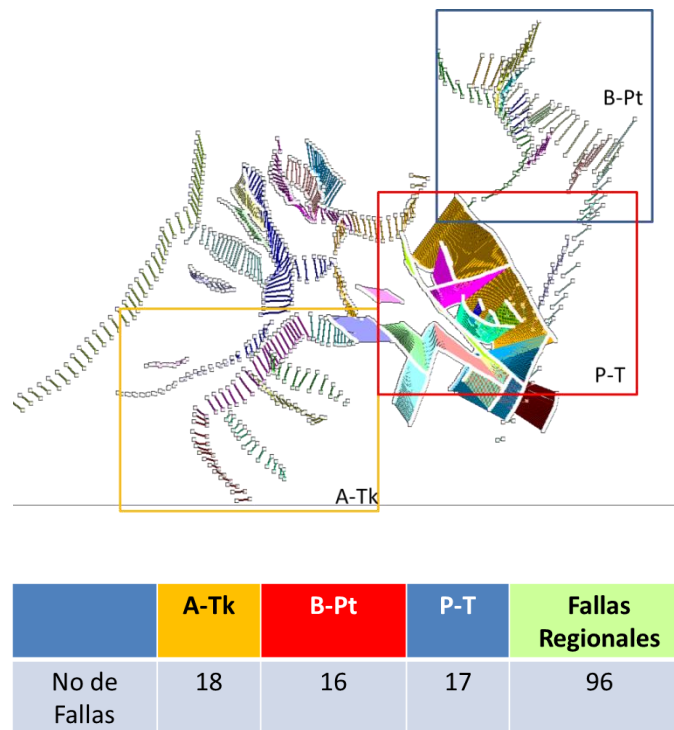


Figura 9.- Relación de fallas de entrada que se usaron para construir el modelo estructural.

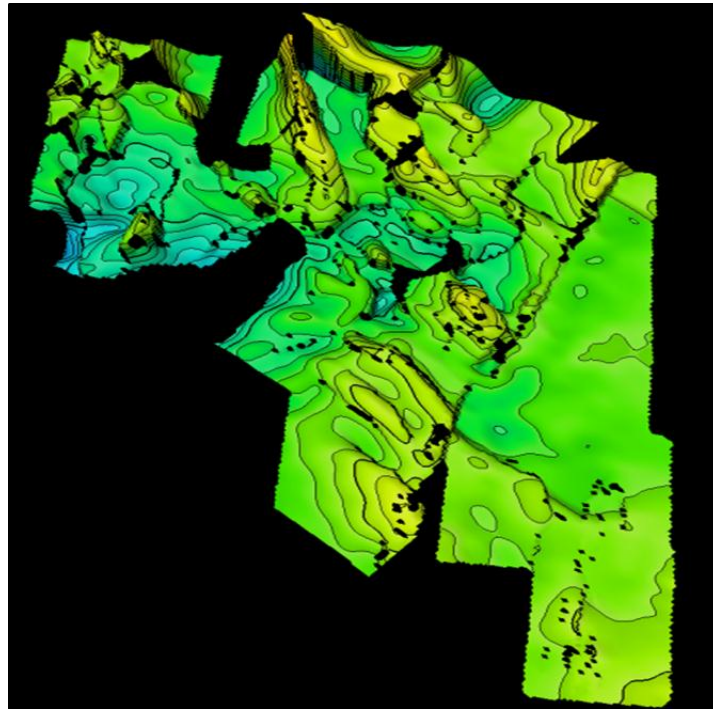


Figura 10.- Configuración estructural de la cima de la unidad brecha, interpretados de datos sísmicos v convertidos a profundidad..

A partir de los datos de entrada se modelaron las fallas que delinearán la forma y marcaron los límites principales del yacimiento. El proceso de modelado de fallas define la base para generar la malla tridimensional, y por lo tanto, también las discontinuidades en la malla, las cuales serán las líneas sobre las que los horizontes insertados marcarán los desplazamientos. A partir de las fallas de entrada, se definen las fallas modeladas a través de “pilares”. Un pilar está definido por un número de puntos que delinear la forma del plano de falla (Figura 11).

Todos los pilares que conforman las fallas se extienden hasta la cima y la base de los horizontes que definen la malla.

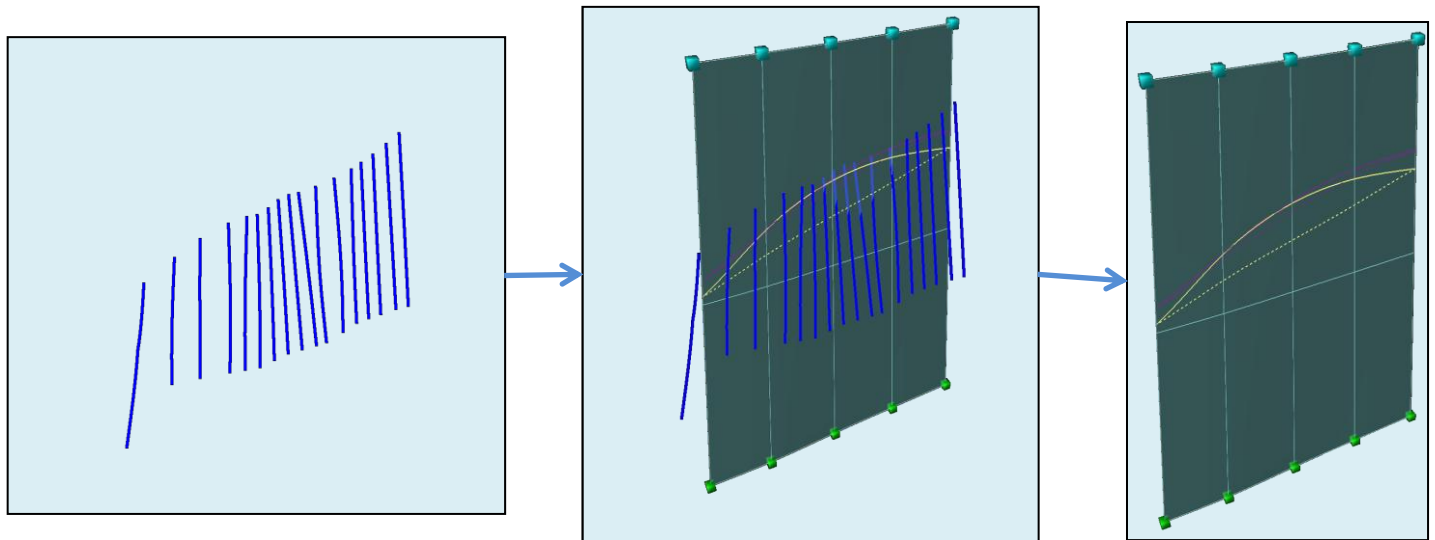


Figura 11.- Modelado de fallas para el modelado estructural a partir de pilares de falla.

Una vez que todas las fallas seleccionadas han sido modeladas como pilares, a partir de estos, se procede a realizar el mallado; a este proceso se le conoce como la fabricación del “esqueleto de la malla”, que consiste de tres mallas de soporte o “esqueleto”, una superior, media e inferior, cada una sujeta a los puntos superiores, medios e inferiores de los pilares del modelo de fallas. La malla define la resolución del modelo y conforma las celdas que contendrán los atributos correspondientes y el proceso requiere que esta malla esté conformada por celdas de un volumen real y sin una deformación significativa. Algunas veces las celdas que quedan entre fallas que convergen pueden ser deformadas de manera tal, que su volumen tiende a cero. O pueden ser deformadas hasta tal punto que, pudieran generar imposibilidades matemáticas como volúmenes negativos. Es por eso que en el proceso de mallado se debe de tratar de alinear la malla de tal forma que se eviten estas deformaciones. Para lograr esto se añaden tendencias las cuales funcionan como guías sobre las cuales los vértices de las celdas tenderán a alinearse. Estas tendencias se pueden poner en dos direcciones perpendiculares i y j . De la misma forma se pueden agregar tendencias a las fallas modeladas en las direcciones mencionadas. De esta forma para el modelo en estudio se agregaron 7 direcciones de tendencia en i y 10 en j ; también se asignaron direcciones a 13 fallas en i y a 28 fallas en j .

La construcción de esta malla es un proceso repetitivo ya que implica regresar constantemente al proceso del modelado de fallas para ajustar las posibles fallas que pudieran ocasionar que por su



posición o ángulo no permita su construcción y una vez hecho esto, regresar a verificar que la malla se haya ajustado a estos nuevos cambios. Un vez que las celdas en la malla presentan una distribución lo suficientemente simétrica y con el mínimo de deformaciones, se pasa al siguiente paso que es el de crear los horizontes (make horizons)

Durante el proceso de la definición de los horizontes se utilizan aquellos interpretados como entrada al modelo, de modo que sirvan como la cima y base del modelo establecido, en la malla fabricada primeramente no se encuentran los límites superior e inferior del modelo tridimensional. El proceso de creación del horizonte permite que la malla se adapte superior e inferiormente al horizonte que tenemos conocido por interpretación sísmica. Al crear los horizontes se deben tomar en cuenta los elementos estructurales que dan forma a estos; por ejemplo, hay que tomar en cuenta el salto y el desplazamiento horizontal que sufren los horizontes modelados por las fallas. Generalmente, en el primer intento en que se crean los horizontes, estos no se adaptan adecuadamente al modelo, creando deformidades artificiales las cuales no corresponden a una realidad geológica. Al crear los horizontes en la intersección de éstos con las fallas modeladas se crean nuevos nodos los cuales también deben ser ajustados. Durante este proceso los horizontes modelados pueden deformarse. Debido a ello hay que ajustar muchos de los nodos de los horizontes para lograr horizontes geológicamente significativos y congruentes con la interpretación estructural original. Para este caso de estudio se utilizaron como horizontes la cima de la brecha híbrida, la cima de la brecha productora o el BTP-KS propiamente dicho, la cima del Ks y la del Km; de esta forma se tienen 3 formaciones dentro del modelo; la correspondiente a la brecha estéril, a la brecha productora y a la parte inferior de la brecha a la cima del Km.

Estas formaciones son divididas, a su vez, en capas; el número de capas en que se divide cada zona o formación está definida por la densidad de información disponible y las variaciones que se pueden dar en el sentido vertical. Para el caso del modelo analizado en cuestión, se dividió la zona de la brecha estéril en 1 capa y la zona de la brecha productora en 25 capas y la parte inferior de la brecha al Km en 10.

Definición de Facies.

Se definieron 2 facies principales que rigen la capacidad de almacenamiento y permeabilidad de la formación productora y una facies única para la brecha estéril. Para diferenciar las facies verticalmente se usaron los pozos que contaban con registro de imágenes.

Los registros de imágenes son registros de pozos, dichos registros fueron tomados en 10 pozos de los 21 pozos estudiados. La herramienta de imágenes genera una imagen eléctrica del pozo a partir de mediciones de micro resistividad. Un circuito especial de enfoque, asegura que la corriente eléctrica pase a través de la formación, estas corrientes variaran en amplitud debido a las variaciones en la conductividad de formación para producir señales de frecuencias, tanto altas como bajas. Los datos obtenidos son utilizados para generar las imágenes de micro resistividad (Schlumberger, 2002). La profundidad de la investigación es de aproximadamente 30 pulgadas, similar a la de los dispositivos de resistividad superficial lateral. La imagen se normaliza a través de la calibración de baja frecuencia, obtenida de mediciones de resistividad de la señal de la herramienta o de otra herramienta de medición de la resistividad (Schlumberger, 2002) (Figura 12).

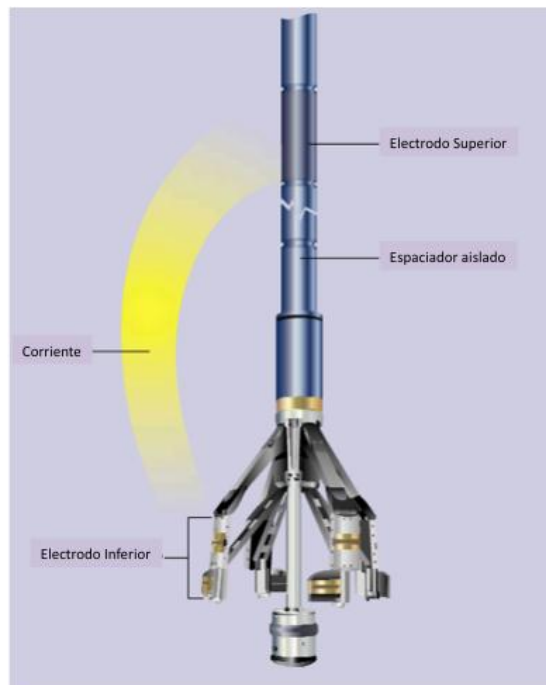


Figura 12.- Herramienta para la toma de micro imágenes resistivas

De esta forma, se distinguieron sobre los registros de imágenes las tres facies principales.

Correspondiendo la facies 1 a las de Brecha fina, con tamaños de sus granos observables en el registro entre 5 y 25 cm en ocasiones pseudo estratificada y gradada, correspondientes a la zona de la brecha estéril (Figura 13).

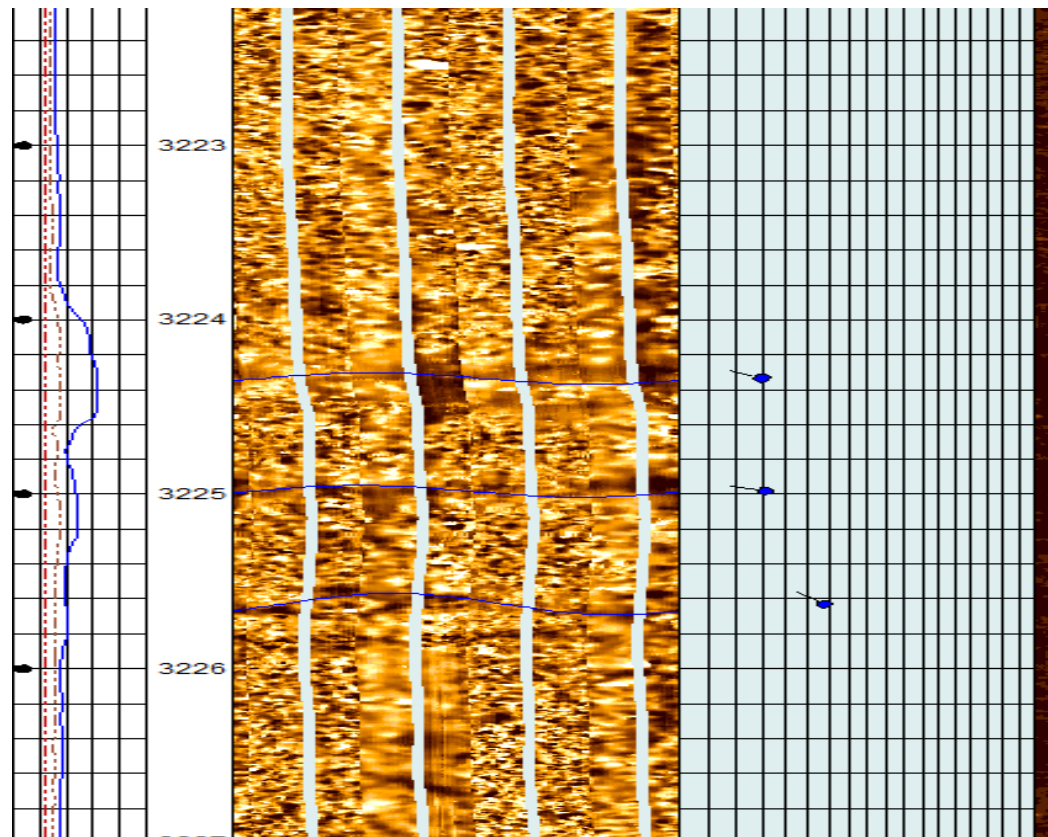


Figura 13.- Imagen resistiva de la facies 1 correspondiente a brecha con fragmentos finos.

La facies 2 esta corresponde a la brecha con mejores características petrofísicas, las cuales corresponden a aquellas que tienen tamaños que varían desde los 15 cm hasta 2 o 3 m,

observables en los registros de imágenes; esta brecha también se caracteriza por estar generalmente dolomitizada y con cavidades de disolución (Figura 14).

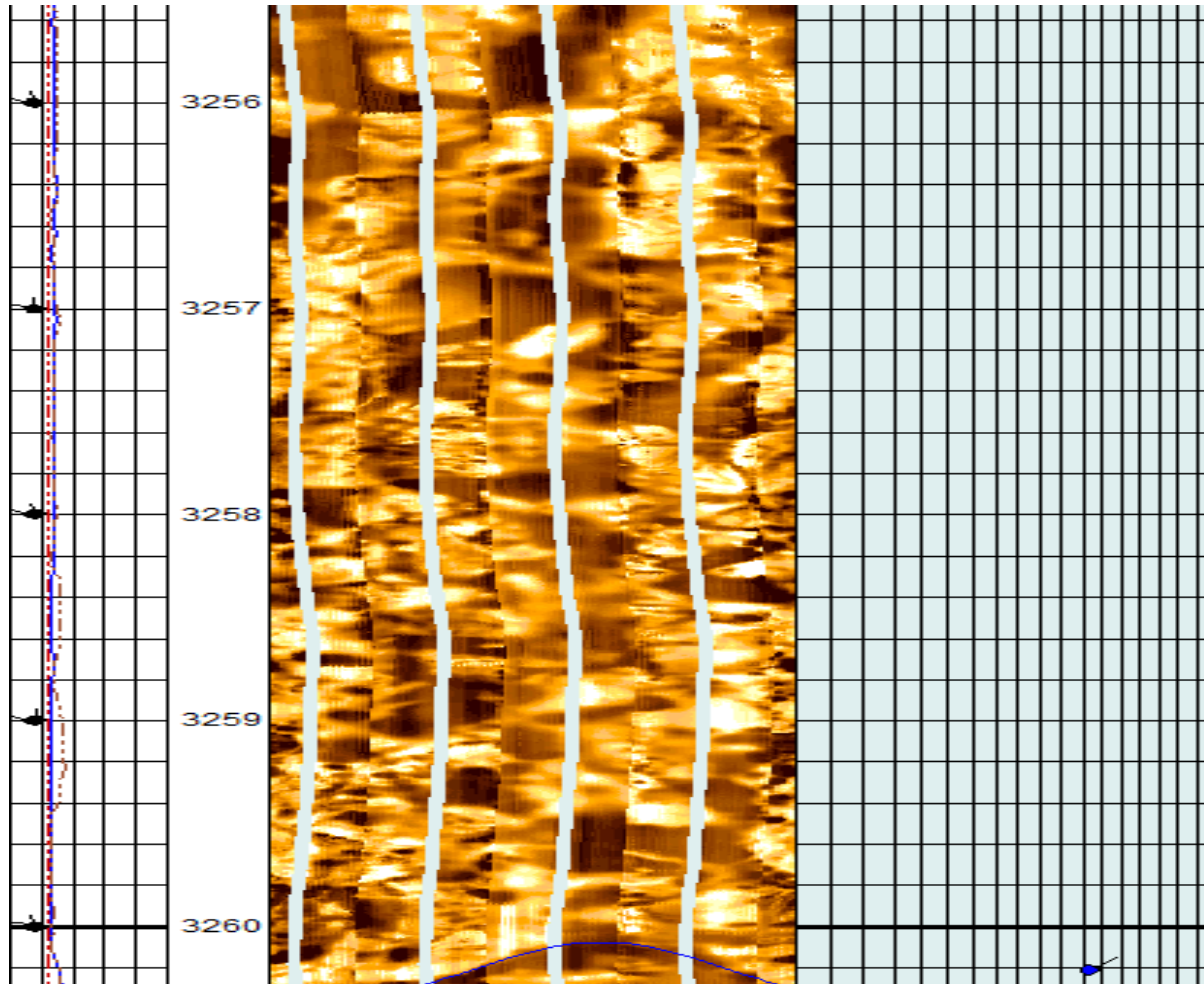


Figura 14.- Registro de imágenes de la facies 2, correspondiente a brechas con fragmentos de mayor tamaño y presencia de porosidad vugular.

La facies 3 fue definida como sedimentos pelágicos de talud generalmente estratificados y con pobres características de porosidad; cuando están dolomitizados generalmente se presentan como microdolomías (Figura 15).

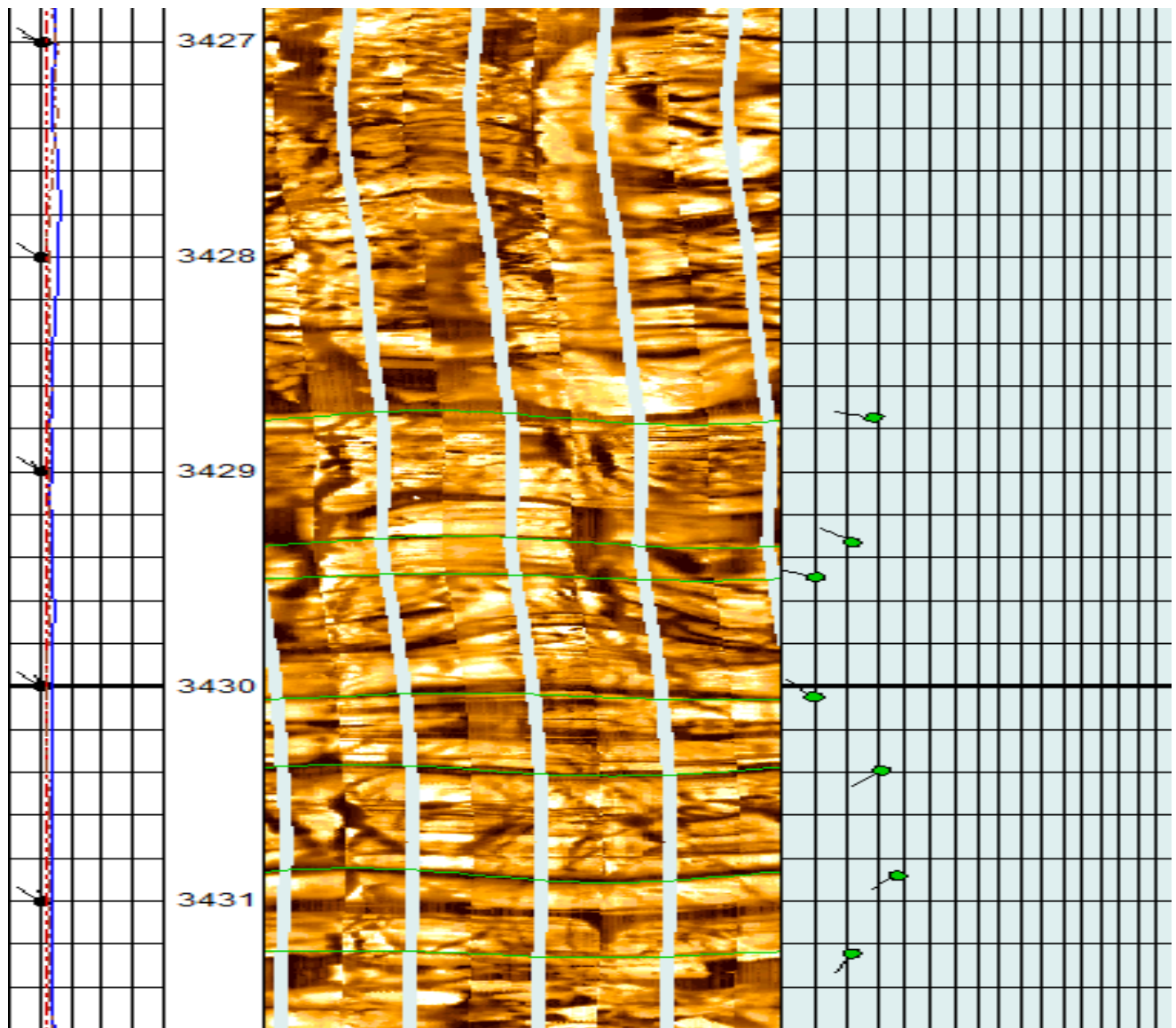


Figura 15.- Imagen resistiva correspondiente a la Facies 3, la cual corresponde a sedimentos pelágicos laminados.

Una vez definidas las facies que poblarían el modelo, se procedió a identificar a cada una de éstas en los registros de imágenes disponibles para cada pozo, definiendo sus intervalos en profundidad. Estos datos fueron introducidos al modelo a nivel de los pozos de forma vertical (Figura 16). De esta forma, éstos constituyen nuestros datos evidencia o datos duros. A partir de estos datos el modelo será poblado de acuerdo al algoritmo seleccionado para tal fin.

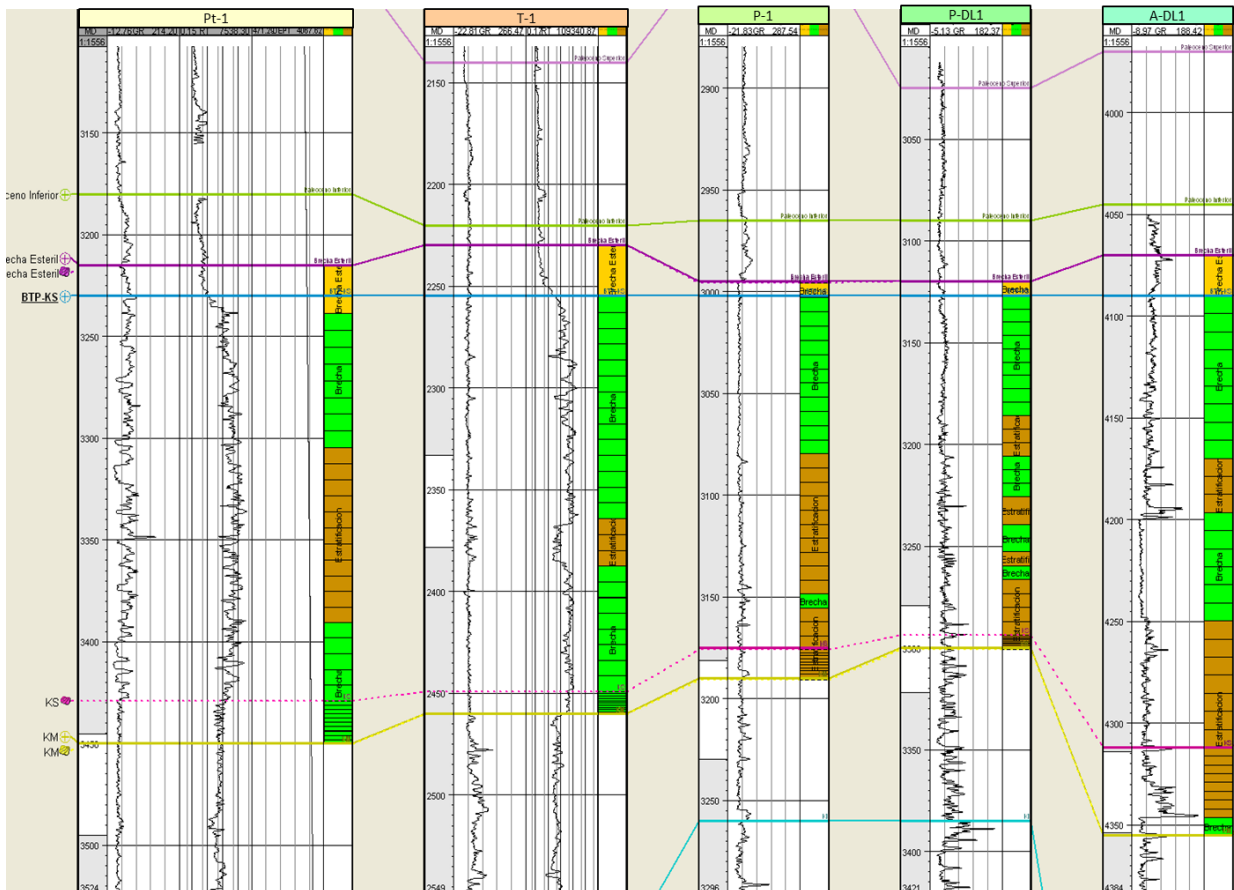


Figura 16.- Definición de facies sobre la trayectoria de los pozos dentro del paquete de modelado.

Construcción del Algoritmo para Poblar el Modelo

El algoritmo que se debe seleccionar debe reflejar, de la mejor manera, el modelo conceptual que se tiene para estos tipos de depósitos. Las características que definen a estos depósitos y que deben ser respetados por el algoritmo seleccionado, son las siguientes:

- Conocida la dirección preferencial que deben tener los depósitos sedimentarios y que de acuerdo a los datos paleogeográficos el talud que tenía una orientación aproximada N-S inclinándose hacia el W; se esperaría que la orientación de los depósitos sea hacia esta misma dirección. Desde luego esta dirección puede variar en algunos grados.

-También se ha interpretado que los depósitos corresponden a flujos de detritos de tipo “apron”, estos flujos forman abanicos con la parte más ancha en la dirección de su depósito y la parte más angosta hacia su inicio.

-Los flujos sobre el talud no son los únicos procesos sedimentarios que se presentan en este ambiente, también hay depósitos de sedimentos pelágicos estratificados que pueden ser interrumpidos y erosionados por los flujos en forma de abanico.

-No se puede correlacionar de manera directa entre, un posible flujo y otro, de pozo a pozo. Ya que un abanico pudo haberse depositado temporalmente en tiempos diferentes con respecto a los adyacentes o incluso no tener el volumen suficiente para transportarse más allá de cierta distancia.

De esta forma se consideró poblar el modelo haciendo uso de la construcción de geocuerpos que tiene incluido el propio software. Este algoritmo permite construir depósitos sedimentarios dentro del modelo con las características de forma, orientación y tamaño. Sin embargo el software se vio limitado al construir los geocuerpos que esperábamos. De tal forma que, se tuvo que crear un algoritmo que cumpliera con las premisas para las poblaciones antes mencionadas.

Como paso inicial se dibujó la forma básica de un abanico, como el que esperaríamos encontrar como un polígono dentro del software (Figura 17).

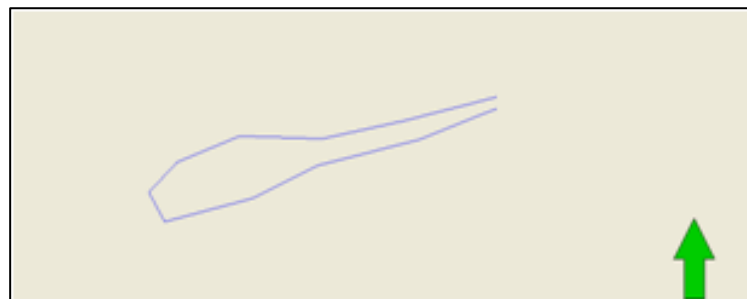


Figura 17.- Figura base que representa un flujo con el cual el modelo será poblado aleatoriamente.

El algoritmo que se empleó repite esta forma dentro del área de estudio variando su posición estocásticamente, como se esperaría que lo hicieran los flujos de detritos sobre el talud (Figura 18).

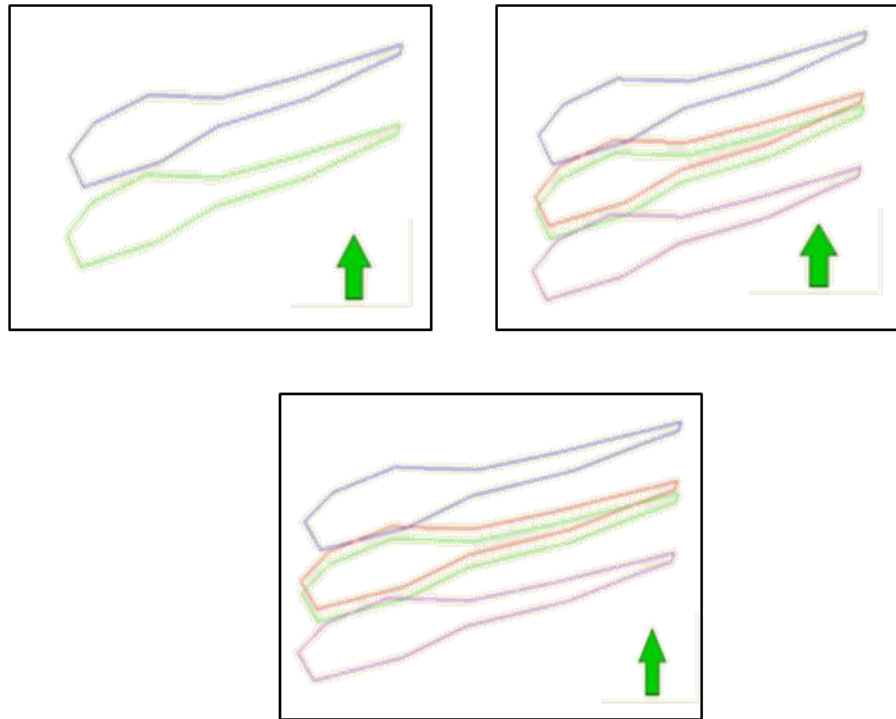


Figura 18.- Generación aleatoria de flujos que servirán como guía para poblar el modelo.

Estos polígonos se incorporan como superficies de probabilidad, indicándole al software que la probabilidad de que exista la facies de brecha de talud, es mayor en el área dentro de este polígono (Figura 19).

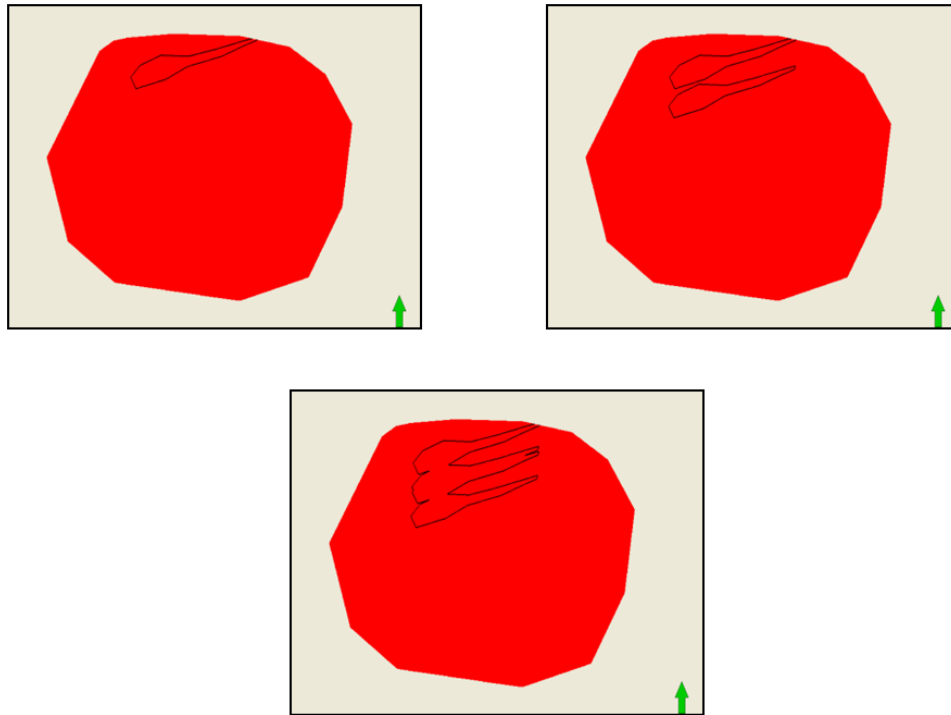


Figura 19.- Conversión de los polígonos que representan flujos formando la superficie de probabilidad que guiara la población del modelo.

Una vez que los mapas de probabilidad se incorporan al modelo el software lo puebla siguiendo los mapas de probabilidad, así como respetando las facies proporcionadas por los pozos. También previamente se define la proporción esperada de la facies de brecha con respecto a la facies de los sedimentos pelágicos (Figura 20).

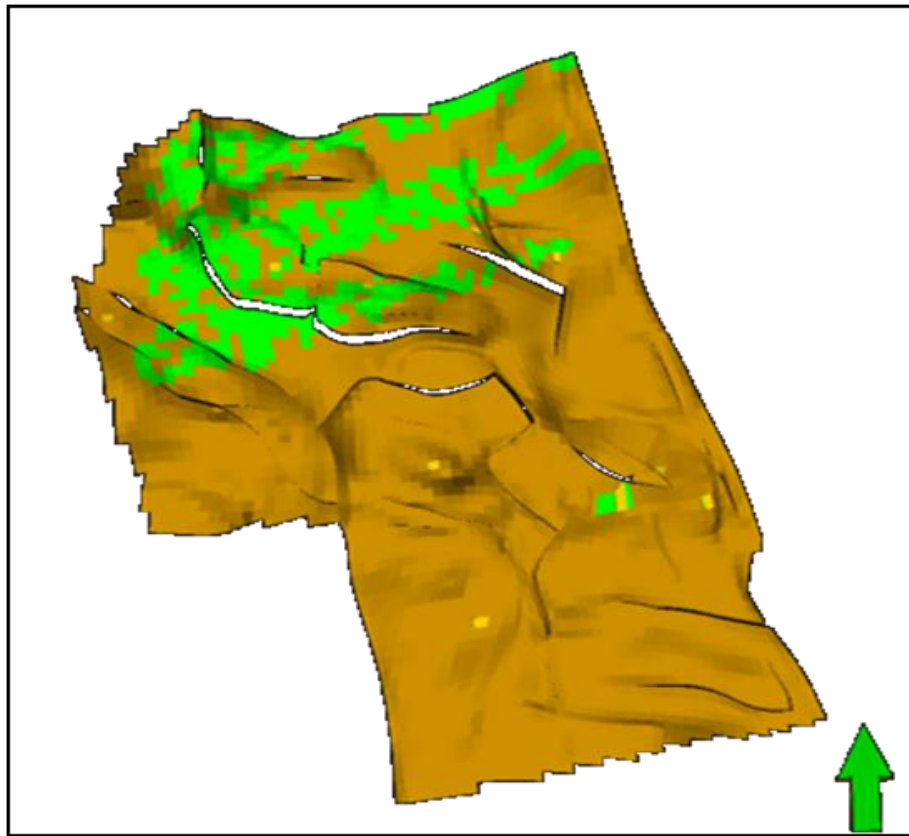


Figura 20.- Población tridimensional de los flujos que constituyen la brecha.

De esta forma se va llenando el modelo con los cuerpos definidos previamente de manera estocástica, respetando la premisa de la variabilidad en este tipo de depósitos. El producto final es un modelo sedimentario tridimensional en el cual se distribuyen las tres facies principales observadas (Figura 21).

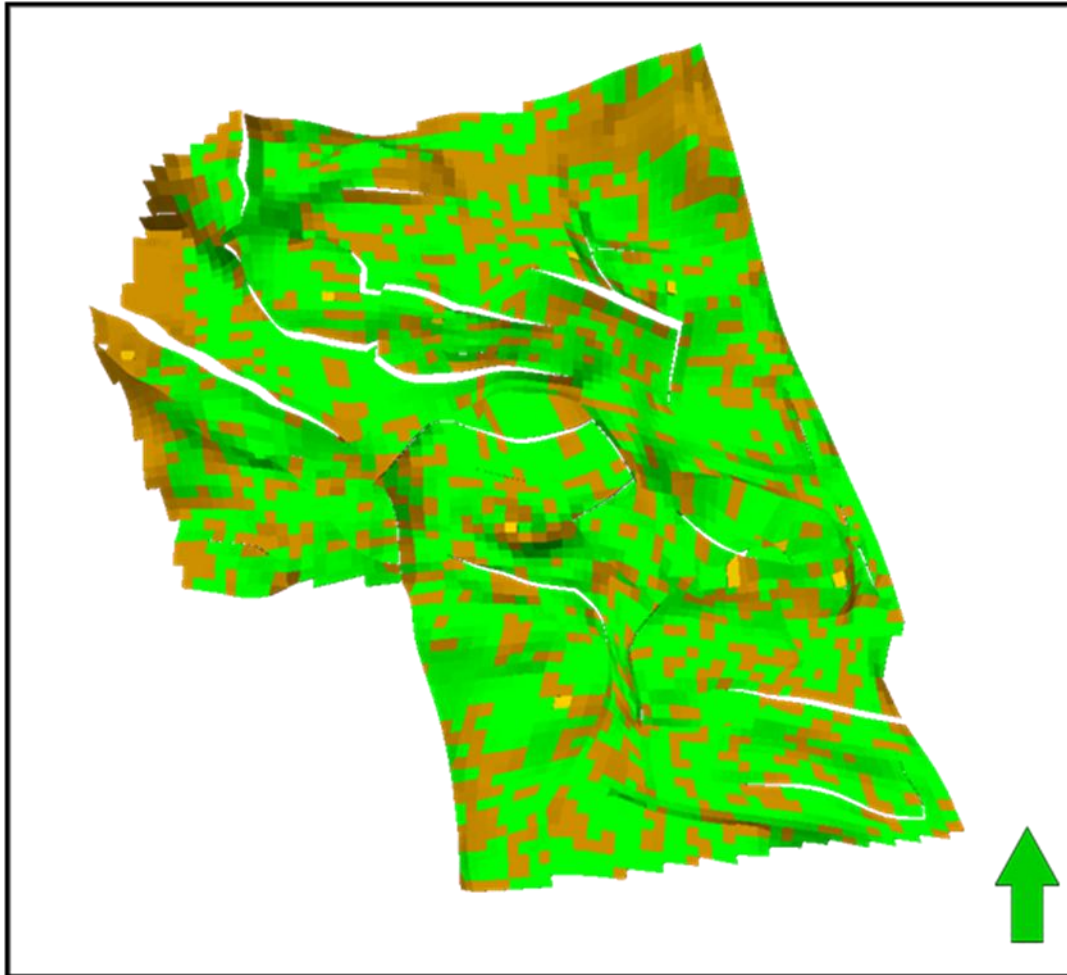


Figura 21.- Vista final de la población de las facies de la unidad Brecha.



Resultados

El modelo obtenido es una aproximación al fenómeno sedimentario que pudo dar origen a la formación de la Brecha. Para la realización del modelo se trató de usar la mayor cantidad de información disponible en el momento. El registro de imágenes parece ser una buena opción para determinar este tipo de facies, ya que, permite diferenciar de manera efectiva las principales facies de la Brecha.

La importancia del modelo construido es que es un modelo semiregional. Generalmente los modelos construidos para caracterización de yacimientos son modelos ubicados únicamente sobre un campo en estudio. Un modelo de tamaño semiregional se puede ocupar para ver la interacción entre los fluidos de diversos campos en una misma región. Sobre todo en lo que corresponde a los posibles acuíferos que pudieran compartir uno o más campos.

Aunque de manera seguramente aproximada, dado el objetivo de la construcción del modelo, puede ser también útil para hacer un estimado de volumen de hidrocarburos en la región de estudio. Esto si se hace una población de propiedades de porosidad y saturación de agua que sea guiada por las facies modeladas.

Otro aporte es el hecho de haber construido un algoritmo especialmente para esta zona. Ya que ningún software de modelado, tiene una función incorporada para modelar flujos de detritos sobre taludes carbonatados. Este algoritmo se puede seguir usando en subsecuentes actualizaciones que pudieran hacerse al modelo en base a nuevos pozos perforados que pudieran incorporar información sobre las facies definidas.

Incluso se podría aplicar a otras subregiones o campos dentro de la misma área y así modelar específicamente estos flujos de brecha. Este tipo de modelos se podría completar con atributos sísmicos que también pudieran guiar la orientación, distribución y forma de los flujos sedimentarios.



Conclusiones y Recomendaciones:

Los modelos sedimentarios que se presentan en estudios de este tipo son generalmente distribuciones en mapas bidimensionales, actualmente existe la necesidad de llevar esta información a un formato numérico que permita cuantificar reservas y modelar el comportamiento estático y dinámico de los yacimientos.

Dada esta necesidad de contar con elementos numéricos que respalden la distribución de propiedades petrofísicas se presenta esta metodología que resulta ser útil para modelar fenómenos que implican una distribución aleatoria, como lo son los depósitos de talud y en particular la de la principal unidad productora de la zona de estudio.

Se recomienda enriquecer la muestra con los siguientes pozos que están programados para desarrollar los campos dentro del área de estudios y lograr una mejor calibración de este modelo el cual, como cualquier modelo, es perfectible al tener más información que lo respalde.



Referencias

Aquino, Angeles, 1985 *Monografía Petrolera de la Zona Marina*, Editado por la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Reedición Agosto de 2003, 111 p

Alvarez, W., J. Smit, W. Lowrie, F. Asaro, S. V. Margolis, P. Claeys, M. Kastner, and A. R. Hildebrand, 1992a, *Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540*: *Geology*, v. 20, p. 697 – 700.

Alvarez, W; J.M. Grajales-Nishimura; S.R. Martínez; M.P.R. Romero; L.E. Ruíz; R.M.J. Guzmán; A. M. Zambrano; N.H.M. Swinburne and S.V. Margolis 1992b. *The Cretaceous-Tertiary Boundary Impact-Tsunami Deposit in NE Mexico*: Geological Society of America Annual Meeting. p. A331

Aranda-García, M., 1999, *Evolution of Neogene contractional growth structures, southern Gulf of Mexico: Master's thesis*, The University of Texas at Austin, 169 p.

Arenillas, I., L. Alegret, J. A. Arz, E. Cedillo-Pardo, J. M. Grajales-Nishimura, C. Liesa, A. Meléndez, E. Molina, C. Rosales-Domínguez, and A. R. Soria, 2000, *Planktic foraminiferal mass extinction across the K/T boundary at La Ceiba and Bochil (México): A comparison with El Kef stratotype (Tunisia), in Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond: Vienna, Lunar and Planetary Institute, LPI Contributions 1053, p. 4 – 5.*

Arenillas, I., L. Alegret, J. A. Arz, C. Liesa, A. Meléndez, E. Molina, A. R. Soria, E. Cedillo-Pardo, J. M. Grajales-Nishimura, and C. Rosales-Domínguez, 2002, *Cretaceous/Tertiary boundary planktic foraminiferal mass extinction and biochronology at the La Ceiba, Bochil (México) and El Kef (Tunisia) stratotypes*: Geological Society of America, Special Paper 356, p. 253 – 263.

Arz, J.A.; I. Arenillas; A.R. Soria; L. Alegret; J.M. Grajales Nishimura; C.L. Liesa; A. Meléndez; E. Molina and M.C. Rosales-Domínguez, 2001. *Micropaleontology and Sedimentology Across the Cretaceous-Tertiary Boundary at La Ceiba (México); Impact-Generated Sediment Gravity Flows*. *Journal of South American Earth Science*, v 14, pp 505-519.

Bain, R. J., and A. M. Foos, 1993, *Carbonate microfacies related to subaerial exposure and paleosoil formation*, in R. Rezak and D. L. Lavoie, eds., *Carbonate micro-fabrics*: New York, Springer-Verlag, p. 19 – 27.

Blount, D. M., and C. H. Moore, 1969, *Depositional and nondepositional breccias, Chiantla quadrangle, Guatemala*: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 429 – 442. AAPG Memoir 33, p. 539 – 617.

Bohor, B.F. and W.J. Betterton, 1993. *Arroyo El Mimbral, México, K/T Unit: Origin as Debris-Flow/Turbidite, not a Tsunami Deposit* abs.: Lunar and Planetary Science Conference XXIV,



Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute, pp. 143-144.

Bohor, B.F. 1996. A sediment Gravity Flow Hypothesis for Siliciclastic Units at the K/T Boundary Northeastern, México in Ryder, G.; Fastovsky, D. And Gartner, S. (eds), *The Cretaceous-Tertiary Event and other Catastrophes in Earth History: Boulder, Colorado*, GSA Special Paper 307, pp. 151-186.

Bourgeois, J.; Hansen T.A.; Wiberg, P.L. and Kauffman, E.G., 1988. *A Tsunami Deposits at the Cretaceous-Tertiary Boundary in Texas*: Science, v. 241, pp. 567-570

Bralower, T.; Paull, Ch.K. and Leckie, R.M., 1988. *The Cretaceous-Tertiary Boundary Cocktail: Chicxulub Impact Triggers Margin Collapse and Extensive Sediment Gravity Flows*: Geology, v. 26, n. 4, pp 331-334

Cantú-Chapa A. And Landeros-Flores R, 2001. *The Cretaceous-Paleocene Boundary in the Subsurface Campeche Shelf, Southern Gulf of Mexico* in C. Bartolini, R. T. Buffler, and Cantú-Chapa A., eds., *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems*: AAPG Memoir 75. p. 389-395.

Castañón, H.J.L. y Medina, F.U., 1991. *Hojas Geológicas del Prospecto Azufrito-Potioja*, Informe No 956, Gerencia de Exploración Región Sur, PEMEX (Inédito)

Cedillo-Pardo, E. Rosales-Domínguez, M.C. ; Grajales-Nishimura, J.M.; Arenillas, I. Y Arz. J.A., 2000. *Micropaleontología e Implicaciones Sedimentológicas de las Rocas Límite Cretácico/Terciario (K/T) en la Sección de Bochil, Chiapas*, Congreso Nacional de Paleontología, Sociedad Mexicana de Paleontología, Linares, NL, julio de 2000

Cook, H.E., 1983. Ancient Carbonate Platform Margins, Slopes and Basin, in Cook, H.E. and Mullins, H.T., eds, *Platform Margin and Deep Water Carbonates*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 12, pp 1-5.

Coniglio, M. And Dix, G.R., 1992. Carbonate Slopes, in Walker R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada pp. 349-373.

Cornejo-Toledo, A. Y Hernández-Osuna, A. 1950. Las Anomalías Gravimétricas en la Cuenca Salina del Istmo, Planicie Costera de Tabasco, Campeche y Península de Yucatán Boletín de la AMGP, v.2 pp. 453-460

Demicco, R. V., and L. A. Hardie, 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Atlas Series 1, 265 p.

Dravis, J. J., and I. D. Muir, 1993, Deep-burial brecciation in the Devonian Upper Elk Point Group, Rainbow Basin, Alberta, Western Canada, in R. D. Fritz, J. L. Wilson, and D. A. Yurewicz, eds., *Paleokarst related hydrocarbon reservoirs*: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Core Workshop No. 18, p. 119 – 116.



- Dunham, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture: in Ham, W.E., ed., Classification of Carbonate Rocks –a Symposium: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 1. Pp. 108-121.
- Esteban, M., and C. F. Klappa, 1983, Subaerial exposure environment, in P. A. Scholle, D. G. Bebout, and C. H. Moore, eds., Carbonate sedimentary environments: AAPG Memoir 33, p. 1 – 54.
- Esteban, M., and J. L. Wilson, 1993, Introduction to karst systems and paleokarst reservoirs, in R. D. Fritz, J. L. Wilson, and D. A. Yurewicz, eds., Paleokarst related hydrocarbon reservoirs: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Core Workshop No. 18, p. 1 – 9.
- Folk, R.L., 1962. Spectral Subdivision of Limestone Types in W.E. Ham (ed.), Classification of Carbonates Rock: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, pp 62-84.
- Fourcade, E.; Alonzo, M.; Barrillas, M.; Bellier, J.P.; Bonneau, M.; Cosillo, A.; Cros, P.; Debrabant, P.; Gardin, S.; Masure, E.; Philip, J.; Renard, M.; Rocchia, R. y Romero, J., 1997. The K/T Boundary in Southwestern Petén (Guatemala), C.R. Acad. Sci. Paris, v. 325, série II, pp. 57-64
- Fourcade, E., R. Rocchia, S. Gardin, J.-P. Bellier, P. Debrabant, E. Masure, E. Robin, and W. Toni Pop, 1998, Age of the Guatemala breccias around the Cretaceous-Tertiary boundary: Relationships with the asteroid impact on the Yucatán: Centre du Recherche Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des Planètes, v. 327, p. 47 – 53.
- Fritz, R. D., J. L. Wilson, and D. A. Yurewicz, 1993, Paleokarst related hydrocarbon reservoirs: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Core Workshop No. 18, 275 p.
- Galloway, W.E.; Bebout, D.G.; Fisher, W.L.; Dunlap, Jr., J.B.; Cabrera-Castro, R.; Lugo-Rivera, J.E. y Scott, T.M., 1991. Cenozoic, in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America, v. J, pp. 245-324.
- Grajales, J. M., D. J. Morán, P. Padilla, M. A. Sánchez, E. Cedillo, and W. Alvarez, 1996, The Lomas Tristes Breccia: A KT impact-related breccia from southern México: Geological Society of America, Abstracts with Programs, Annual Meeting, v. 28, p. A-183.
- Grajales-Nishimura, J. M, 2001, Origen, diagénesis e importancia petrolera de la secuencia carbonatada del límite Cretácico-Terciario en el sureste de México: Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 240 p.
- Grajales-Nishimura, J. M., E. Cedillo-Pardo, and R. Martínez-Ibarra, 2000, Burial dolomitization of the KT carbonate breccia, subsurface Campeche, Southeastern Mexico: AAPG Annual Convention, Abstracts with Programs, p. A57.
- Grajales-Nishimura, J. M., E. Cedillo-Pardo, M. C. Rosales-Domínguez, D. J. Moran-Centeno, W. Alvarez, P. Claeys, J. Ruiz-Morales, J. García-Hernandez, P. Padilla-Avila, and A. Sánchez-Rios, 2000: Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern



Mexico oil fields: *Geology*, v. 28, p. 307 – 310.

Grajales-Nishimura, J. M.; G. Murillo-Muñetón; M. C. Rosales-Domínguez, E. Cedillo-Pardo; J. García-Hernández; J.A. Arz; I. Arenillas, 2005: *El evento Chicxulub del Límite K/T: Sus Efectos En la Dispersión a lo largo de la Margen Occidental de la Plataforma de Yucatán*. En el Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Vol LII, No 1, pp. 5-19.

Grajales-Nishimura, J. M., G. Murillo-Muñetón; M. C. Rosales-Domínguez, E. Cedillo-Pardo; J. García-Hernández, 2003: *Heterogeneity of Lithoclast Composition in the Deep-Water Carbonate Breccias of the K/T Boundary Sedimentary Succession Southeastern Mexico and Offshore Campeche*, in C Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats basin formation and plate tectonics: AAPG Memoirs 79*, p. 312-329.

Graup, G., 1981. Terrestrial Chondrules, Glass Spherules and Accretionary Lapilli from the Suevite, Ries Crater, Germany *Earth Planet Science Letters*, v.55, pp. 407-418.

Grieve, R. A. F., F. Langenhorst, and D. Stöffler, 1996, Shock metamorphism of quartz in nature, an experiment: II. Significance in geoscience: *Meteoritics and Planetary Science*, v. 31, p. 6 – 35.

Gurpinar, O.; Kalbus, J. and List, D.F., 2000. Numerical Modeling of a Large Naturally Fractured Oil Complex: SPE International Petroleum Conference and Exhibition, Villahermosa SPE 5906.

Handford, C. R., and R. G., Loucks, 1993, Carbonate depositional sequences and systems tracts – responses of carbonate platforms to relative sea-level changes, in R. G. Loucks and J. F. Sarg, eds., *Carbonate sequence stratigraphy; recent developments and applications: AAPG Memoir 57*, p. 3 – 41.

Hernández-García, S., 1993. Subsistema Almacenador en los Horizontes Cretácico Superior y Eoceno Medio de la Región Marina: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros I Simposio de Geología del Subsuelo “El sistema Petrolífero y su Evluación, Cd. Del Carmen Campeche”, pp. 79-83.

Hidebrand, A.R.; Penfield, G.T.; Kring, D.A.; Pikington, M.; Camargo Z.A.; Jacobsen, S.B. and Bonyton, W.V., 1991. Chicxulub Crater: A Possible Cretaceous/Tertiary Boundary Impact Crater on the Yucatán Peninsula, México. *Geology*. V. 19, pp- 867-871.

Hildebrand, A. R., S. Bonis, J. Smit, and M. Attrep, 1993, Cretaceous/Tertiary boundary deposits in Guatemala: Evidence for impact waves and slumping on a platform scale?: *Sociedad Mexicana de Paleontología, IV Congreso Nacional*, p. 133 – 137.

Keller, G.; MacLeod, N. ; Lyons, J.B. and Officer, C.B., 1993. Is There Evidence for Cretaceous-Tertiary Boundary-Age Deep-Water in the Caribbean and Gulf of Mexico?. *Geology*, v. 21, n 9 pp. 776-780.

Kerans, C., 1993, Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, *Ellenburger*



Group, west Texas, in R. D. Fritz, J. L. Wilson, and D. A. Yurewicz, eds., Paleokarst related hydrocarbon reservoirs: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Core Workshop 18, p. 181 – 200.

Kiyokawa, S., R. Tada, T. Matsui, E. Tajika, H. Takayama, and M. A. Iturralde-Vinent, 1999, Extraordinary thick K/T boundary sequence, Cacarajicara Formation, Western Cuba: Lunar and Planetary Science XXX, Abstract #1577 CD-Rom: Houston Texas, Lunar and Planetary Institute. , Lunar and Planetary Institute.

Klappa, C. F., 1978, Biolithogenesis of Microcodium: Elucidation: Sedimentology, v. 25, p. 489 – 522.

Limón-González, M., E. Cedillo-Pardo, J. M. Quezada-Muñetón, J. M. Grajales-Nishimura, W. Alvarez, A. R. Hildebrand, M. A. Sánchez-Ríos, M. C. Rosales Dominguez, and V. González-Casildo, 1994, Cretaceous-Tertiary boundary sedimentary breccias from southern Mexico: Normal sedimentary deposits or impact Mexico, Paper 74431, 7 p.

Longoria, J.F. and Grajales-Nishimura, J.M., 1993. Field Trip Guide to Selected K/T Bounary Localities in Tamaulipas and Nuevo León, Northeast Mèxico, Rev. Soc. Mex. De Paleontología, v. 6, n. 2 pp. 73-85

López-Ortiz, R., 1962. Ggeología y Posibilidades Petroleras de los Sedimentos Cretácicos de la Parte Suereste del Frente de la Sierra Madre de Chiapas: Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 14, n5-6, pp 135-151.

López Ramos, E., 1979, Geología de México, v. 3, 446 p.

Loucks, Robert G., Mescher, Paul K., and McMechan, George A., 2004. *Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas* in AAPG Bulletin, v. 88, no. 5 (May 2004), pp. 545–564

Martínez-Ibarra, R., E. Cedillo-Pardo, and J. M. Grajales-Nishimura, 2000, Early hydrocarbon migration in the Cantarell Field, southeastern Mexico: Constraints from fluid inclusions: AAPG Annual Convention, Abstracts with Programs, p. A93.

Melosh, H. J., 1989, Impact cratering: A geologic process: New York, Oxford University Press, Oxford Monographs on Geology and Geophysics 11, 245 p.

Medina de la Paz, J. y Durán Rodríguez, V., 1991. Sección Estratigráfica Bochil-Soyaló-1, prospecto Bochil, PEMEX, Zona sureste (Villa hermosa)(Inédito)

Meneses de Gyves, J., 1980, Geología de la Sonda de Campeche: Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, v. 32, p. 1 – 26.

Michaud, F., 1987, Stratigraphie et Paléographie du Mèsozoïque du Chiapas (Sud-Est. Mexique): Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris Mèmoire de Stratigraphie 6, 301 p.



Montanari, S., P. Claeys, F. Asaro, J. Bermudez, and J. Smit, 1994, Preliminary stratigraphy and iridium and other geochemical anomalies across the KT boundary in the Bochil section (Chiapas, southeastern Mexico), (abs.), in *New Developments Regarding the KT Event and Other Catastrophes in Earth history*: Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute, Contribution 825, p. 84 – 85.

Moore J.G. and Peck, F.L., 1962 Accretionary Lapilli in Volcanic Rocks of the Western Continental United States: *Journal of Geology*, v. 70 pp. 182-193.

Muir, J.M., 1936. *Geology of the Tampico Region, Mexico*. Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 280 pp.

Mullins, H. T., 1983, Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas, in H. E. Cook and H. T. Mullins, eds., *Platform margin and deep water carbonates*: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course 12, p. 4-1 – 4-138.

Murillo-Muñetón, G., J. M. Grajales-Nishimura, E. Cedillo-Pardo, J. García-Hernández, and S. Hernández-García, 2002, Stratigraphic architecture and sedimentology of the main oil-producing stratigraphic interval at the Cantarell Oil Field: The K/T boundary sedimentary succession: Society of Petroleum Engineers, Paper SPE-7431

Ornelas, S. M., and H. Alzaga, 1993, *Triploporella carrascoi* nov. sp. de alga dasicladácea del Cretácico Superior de Chiapas: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 25, no. 1, p. 5 – 23.

Página web de la University of South Carolina, Actualizada hasta agosto de 2012, *Sequence Stratigraphy USC*,
<http://strata.geol.sc.edu/>

Pécheux, M., and F. Michaud, 1997, Yucatán subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact: *Comment: Geology*, v. 25, p. 92.

Pemex Exploración y Producción, 1999, *Las reservas de Hidrocarburos de México, V. 2 Los principales campos de petróleo y gas de México*: México, D.F., Pemex Exploración y Producción, 398 p.

Pratt, B. R., N. P. James, and C. A. Cowan, 1992, Peritidal carbonates, in R. G. Walker and N. P. James, eds., *Facies models: Response to sea level changes*: Geological Association of Canada, p. 303 – 322.

Pszczolkowski, A., 1986, Megacapas del Maestrichtiano en Cuba occidental y central: *Polish Academy of Sciences, Bulletin (Earth Sciences)*, v. 34, p. 81 – 94.

Quezada-Muñetón, J. M., 1990, El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos*



Petroleros, v. 39, p. 3 – 98

Read, J. F., 1985, Carbonate platform facies models: AAPG Bulletin, v. 69, p. 1 – 21

Romero-Ibarra, M. A., J. Ruíz-Morales, L. Medrano-Morales, J. Durán-González, R. Rojas-Rosas, I. Gutiérrez-Moreno, and C. Olfer-Baltazar, 1999, El sistema petrolífero Tithoniano-Cretácico (!) en el área marina de Campeche: Asociación Mexicana Geólogos Petroleros/ AAPG, Tercera Conferencia Internacional Conjunta, Revitalización de Provincias Petrolíferas Maduras, Veracruz, México, CD con resúmenes de conferencias y sesiones poster.

Rosales-Domínguez, M. C., J. C. Bermúdez-Santana, and M. Aguilar-Piña, 1997, Mid and Upper Cretaceous foraminiferal assemblage from the Sierra de Chiapas, south-eastern Mexico: Cretaceous Research, v. 18, p. 697 – 712.

Rosales-Domínguez, C., E. Caus, J. Bermúdez-Santana, and M. Aguilar-Piña, 1994, Evidencias de exposición subaérea en el Cretácico de Chiapas: Primer reporte de Microcodium en la caliza Sierra Madre: Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, v. 44, p. 1 – 15.

Santiago-Acevedo, J., 1980, Giant fields of the Southern Zone — México, in M. T. Halbouty, ed., Giant oil and gas fields of the decade: 1968 – 1978: AAPG Memoir 30, p. 339 – 385.

Santiago-Acevedo, J., J. Carrillo-Bravo, and B. Martell-Andrade, 1984, Geología Petrolera de México, in D. Marmisolle-Daguerre, coord., Evaluación de Formaciones en México: México, D.F., Schlumberger Off-shore Services-PEMEX, p. 1 – 36.

Sarg, J. F., 1988, Carbonate sequence stratigraphy, in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea-level changes: An integrated approach: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 42, p. 155 – 181.

Schlager, W., 1992, Sedimentation at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?, in G. Ryder, et al., eds., The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history: Geological Society of America Special Paper 307, p. 151 – 186.

Smit, J., and A. J. T. Romein, 1995, A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary: Earth and Planetary Science Letters, v. 74, p. 155 – 170.

Sohl, N. F., E. Martínez, P. Salmerón-Ureña, and F. Soto-Jaramillo, 1991, Upper Cretaceous, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 205 – 244.

Spence, G. H., and M. E. Tucker, 1997, Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: A review: Sedimentary Geology, v. 112, p. 163 – 193.

Stinnesbeck, W., G. Keller, J. de la Cruz, C. de León, N. MacLeod, and J. E. Whittaker, 1997,



The Cretaceous-Tertiary transition in Guatemala: Limestone breccia deposits from the South Petén basin: *Geologische Rundschau*, v. 86, p. 689 – 709.

Swisher III, C. C., et al., 1992, Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites: *Science*, v. 257, p. 954 – 958.

Sarg, J. F., 1988, Carbonate sequence stratigraphy, in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., *Sea-level changes: An integrated approach*: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 42, p. 155 – 181.

Schlager, W., 1992, Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms: AAPG Continuing Education Course, Note Series 34, 71 p.

Sharpton, V. L., G. B. Dalrymple, L. Marin, G. Ryder, B. C. Schuraytz, and J. Urrutia-Fucugauchi, 1992, New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous-Tertiary boundary: *Nature*, v. 359, p. 819 – 821.

Shinn, E. A., 1983, Tidal flat environment, in P. A. Scholle, D. G. Bebout, and C. H. Moore, eds., *Carbonate sedimentary environments*: AAPG Memoir 33, p. 171 – 210.

Smit, J., A. Montanari, N. H. M. Swinburne, W. Alvarez, A. R. Hildebrand, S. V. Margolis, P. Claeys, W. Lowrie, and F. Asaro, 1992, Tektite-bearing deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico: *Geology*, v. 20, p. 99 – 103.
p. 295 – 320.

Takayama, H., et al., 2000, Origin of the Penálvarez Formation in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact event: *Sedimentary Geology*, v. 135, p. 295 – 320.

Vega, F., M. Reyes-Salas, E. Lounejeva, and G. Sánchez-Rubio, 1993, Evidence for enrichment in organic matter at the K-T boundary, in the Bochil Section, Chiapas, Mexico: *Sociedad Mexicana de Paleontología, Memoria del IV Congreso Nacional de Paleontología*, p. 166 – 168.

Ward, W. C., 1975, Petrology and diagenesis of carbonates eolianites of NE Yucatán, México, in K. F. Wentland and W. C. Pusey III, eds., *Belize Shelf-Carbonate Sediments, Clastic Sediments, and Ecology*: American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology* No. 2, p. 500 – 571.

Ward, W. C., G. Keller, W. Stinnesbeck, and T. Adatte, 1995, Yucatán subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact: *Geology*, v. 10, p. 873 – 876.

Weidie, A. E., W. C. Ward, and R. H. Marshall, 1978, Geology of Yucatan Platform, in W. C. Ward and A. E. Weidie, eds., *Geology and hydrology of northeastern Yucatan*: New Orleans Geological Society, p. 3 – 29.

Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history:



Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 471 p.

Schlumberger, 2002, FMI Borehole geology, geomechanics and 3D reservoir modeling. Folleto.