



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

## Análisis y Modelado Geofísico de la Estructura del Cráter Chicxulub

### TESIS

Para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS  
(EXPLORACIÓN)

Presenta:

**FRANCISCO MENDOZA TORRES**

ASESOR DE TESIS: DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI

México, D. F., 2011



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

# *Dedicatorias*

*A ti, Betty, por estar más cerca cuando más lo necesito, por todo el apoyo que siempre me das, por todos los fines que no salimos y tú siempre te mostraste sonriente, por la fuerza que tu mirada me da, por la motivación constante que eres para mí, Cielo.*

*A ti, madre, que sembraste en mí la semilla del esfuerzo constante, por la educación infinita que me diste -y das todavía-, por tu forma de ser, por tu preocupación continua por tus hijos, por no dejarme nunca solo, porque siempre serás mi madre.*

# *Agradecimientos*

A la UNAM y al Instituto de Geofísica por brindarme la oportunidad de ser un científico.

A mi suegra por la paciencia que tuvo conmigo, por el ejemplo de persona que ella es para mí, por la incontable cantidad de atenciones que ha tenido para mí.

A mi director de Tesis, Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por su enseñanza escolar y humana, por la paciencia infinita que tuvo conmigo, por su ejemplo como investigador y difusor de la ciencia, por el gran, gran apoyo que me dio. ¡Gracias!

A mi jurado de examen por todas sus correcciones que me hacen aprender más y ser un mejor científico.

A mis hermanos porque siempre me reciben con un gran abrazo y una gran sonrisa cuando nos vemos. ¡Los quiero!

A mis compañeros del posgrado por las alegrías y noches de desvelo que compartieron conmigo.

Al personal del Instituto de Geofísica; en especial a Graciela Soloache, a Araceli Chamán y a Laura por la gran sonrisa que siempre me brindaron al atenderme.

A mi primer tutor el Dr. Luis C. Ramírez por entender lo que yo quería y guiarme acertadamente en el camino de la investigación petrolera.

A mis profesores, que sin recelo me ofrecieron todos sus conocimientos.

A mis compañeros de la casa de estudiantes de Tabasco que me recibieron con toda la hospitalidad de un mejor amigo.

A todos los que de alguna manera hicieron posible este logro en mi vida.



# Índice

Portada .....	1
Índice .....	i
Resumen .....	iii
1 Introducción.....	1
2 Formación de cráteres de impacto.....	3
2.1 Contacto y Compresión.....	3
2.2 Excavación.....	6
2.3 Etapa de Modificación (Emplazamiento de la Eyecta) .....	9
2.4 Etapa de Modificación (Modificación del cráter) .....	13
2.4.1 Cráteres Simples.....	13
2.4.2 Cráteres Complejos .....	15
2.4.3 Picos Centrales.....	16
2.4.4 Anillo de Picos.....	17
2.5 Impactos Oblicuos.....	20
2.6 Batimetría Preimpacto.....	24
2.7 Cuñas Incrustadas .....	26
3 Estudios geofísicos sobre el cráter de impacto Chicxulub .....	27
3.1 Firmas Geofísicas en el Cráter de Impacto Chicxulub.....	27
3.2 Comparación y Análisis de Modelos Previos .....	33
4 Atributos sísmicos.....	50
4.1 Fundamentos Matemáticos.....	50
4.2 Envolverte de la Traza .....	53
4.3 Fase Instantánea .....	53
4.4 Coseno de la Fase.....	54
4.5 Frecuencia Instantánea.....	54
4.6 Caos.....	57
5 Adquisición y Acondicionamiento de datos sísmicos.....	59

5.1	Adquisición.....	59
5.2	Secuencia Básica de Procesado .....	62
5.3	Procesado de las Líneas ChicxR1, ChicxR3 y ChicxR5 .....	65
5.4	Postprocesado (Suavizado Estructural) .....	65
6	Resultados, interpretación y Discusión .....	69
6.1	Resultados.....	69
6.2	Interpretación y Reconocimiento de Patrones Sísmicos .....	71
6.2.1	ChicxR3 .....	75
6.2.2	ChicxR1 .....	91
6.2.3	ChicxR5 .....	104
6.3	Discusión e Interpretación Integral .....	108
7	Conclusiones.....	124
	Bibliografía.....	126

# Resumen

El cráter de Impacto Chicxulub es uno de los más grandes preservado en el registro terrestre. En otros cuerpos del sistema solar, los cráteres complejos con morfologías de anillo de picos o multianillo son muy comunes y los impactos y formación de estos cráteres constituyen uno de los procesos principales en la evolución de las superficies planetarias. Los estudios del cráter Chicxulub proporcionan información sobre las características y estructura a profundidad, la cual es necesaria para comprender los procesos de formación y efectos en la corteza producidos por los grandes impactos. El cráter Chicxulub está bien preservado, debido a la poca o nula deformación ya que se encuentra enterrado y porque la zona no es ni tectónica, ni volcánicamente activa. El método geofísico más utilizado para delinear características del subsuelo es la interpretación de datos sísmicos ya que proporcionan imágenes de alta resolución.

En esta tesis se analizan perfiles sísmicos del Experimento Sísmico Marino Chicxulub y del Proyecto de Geofísica Marina, en los cuales se investigaron los sectores central y norte del cráter. Se estudian parte de las estructuras principales del cráter, incluyendo las zonas de terrazas, el anillo de picos y la cuenca anular. Una herramienta que hace más atractivo el uso de datos sísmicos es la visualización por medio de los *atributos sísmicos*. Para aplicarlos se necesita la menor cantidad de ruido posible en los datos por lo que se requiere un procesamiento especial para eliminar la mayor parte del ruido. Los atributos estándares son la Envolvente de la Traza, el Coseno de la Fase y la Frecuencia Instantánea. Un atributo más sofisticado que proporciona información estructural y que está siendo frecuentemente utilizado en exploración es el atributo Caos. Este atributo resulta muy atractivo porque muestra tanto fallas como horizontes continuos e incluso, zonas de brechas. Esta herramienta extra nos ayudó a interpretar, junto con los demás atributos, cada una de las tres líneas que se estudiaron en esta Tesis.

El atributo Caos señaló la ubicación de los anillos debido a que muestran un alto valor para este atributo. Dichos anillos son predominantes en las partes más profundas por fracturamiento y/o brechamiento generado por el impacto. En las partes más someras el atributo Coseno de la Fase reveló la extensa continuidad de los horizontes, incluso en los anillos interno, externo y exterior. Aunque se mostraron continuos estos reflectores y otros de interés, se puede observar la marca de reactivación de fallas en las secuencias carbonatadas durante el Terciario. Estos otros reflectores de interés fueron resaltados por la Envolvente de la Traza ya que este atributo distingue cambios litológicos importantes como los que se dan en los periodos geológicos. Los dos más importantes observados son



los que se dieron en las transiciones Jurásico-Cretácico y Cretácico-Terciario. El primero fue indispensable para la delimitación de la zona de terrazas el segundo se observó en el anillo de picos y en la cuenca anular.

Por medio del análisis de atributos sísmicos en la líneas sísmicas, ha sido posible delinear cualitativa y cuantitativamente las estructuras que conforman al cráter. Para el análisis e interpretación se compararon los modelos propuestos en trabajos previos. Los modelos gráficos se compararon usando un software de edición de imágenes que permitió contrastarlos sobre una misma base de escala y con cambio de colores. También se hizo un escrutinio de los datos para compararlos con los demás modelos.

# 1 Introducción

En la plataforma carbonatada de Yucatán en el sur de México es el lugar donde ocurrió uno de los eventos más importantes del tiempo geológico, es en donde impactó el meteorito que, según muchos científicos, detonó la extinción de los dinosaurios y de casi toda la vida sobre la Tierra. Ahí radica parte del interés en estudiar estos cráteres: para determinar los efectos de la colisión que los genera.

El impacto formó el cráter *Chicxulub*. Este cráter está enterrado a aproximadamente 1 km por lo que su estudio requiere utilizar métodos indirectos, es decir, métodos geofísicos. También se han llevado a cabo perforaciones y recuperación de núcleos. En el capítulo 2 se hace un breve pero indispensable repaso de cómo se forma un cráter de impacto. Es necesario porque nos aporta una idea de las consecuencias dentro y fuera del cráter y del tipo de roca que deberíamos encontrar en cada sección del cráter.

Con los métodos geofísicos se han obtenido datos y modelos, de los cuales, algunos se muestran y comparan en el capítulo 3 de esta tesis. En el siguiente capítulo se hace un breve repaso sobre la formación de *cráteres de impacto*. Es necesario porque nos aporta una idea de las consecuencias dentro y fuera del cráter; y del tipo de roca que deberíamos encontrar en las secciones del cráter.

El método que utilizamos para estudiar el cráter Chicxulub aprovecha los datos sísmicos, y la herramienta para obtener la mayor información del cráter nos la proporcionan sus atributos, mismos que serán generados con el software PETREL de Schlumberger. La teoría de estos atributos sísmicos se revisa en el capítulo 4 ya que será nuestra herramienta principal en el estudio de los perfiles sísmicos del cráter.

El capítulo 5 muestra la ubicación y demás variables (o constantes) relacionadas con nuestros datos. Dentro de este mismo capítulo se muestra el resultado de una herramienta de PETREL: La eliminación del ruido sísmico. Este resultado es sumamente importante porque permitirá observar características y estructuras más finas del cráter Chicxulub.

Los resultados obtenidos con el software se muestran en el capítulo 6. Estos resultados son la visualización de los atributos sísmicos. Luego, ya podemos proceder a integrar la teoría repasada en los capítulos anteriores, y pasar a la interpretación. Se muestran las observaciones de cada una de las tres líneas para, enseguida, integrarla y así obtener

mediciones cuantitativas y resultados cualitativos que expliquen la dinámica de formación de este cráter bien preservado.

Las Conclusiones después del capítulo anterior son interesantes y proveen una caracterización de la estructura y propiedades petrofísicas de las diferentes unidades. En particular, se hace un descubrimiento de patrones sísmicos no documentados anteriormente y también se proporcionan argumentos para descartar una interpretación que lleva años siendo aceptada. Estas conclusiones ilustran el alcance que tiene la teoría de atributos bosquejada en los capítulos primeros.

En este momento podemos decir que los objetivos de la tesis se alcanzaron con satisfacción: se pudo hacer un escrutinio de las líneas sísmicas y se eliminó el ruido perceptible. Esto a su vez permitió observar características muy localizadas, ya que la mayoría de los trabajos previos se enfocaban a interpretar regionalmente las líneas. También se pudo definir cuantitativamente los límites de las unidades que integran el cráter, se obtuvieron resultados estructurales cuantificables del cráter. Adicionalmente, también los atributos sísmicos permitieron definir litologías y los horizontes Jurásico-Cretácico y Cretácico-Terciario.

## 2 Formación de cráteres de impacto

La mayor parte del este capítulo es basada en el trabajo de Melosh de 1996. Los impactos hiperveloces en las superficies planetarias ocurren a velocidades de decenas de kilómetros por segundo. Debido a la velocidad de escape de la Tierra (11.2 km/s) y a la componente diferencial promedio de la velocidad cósmica del proyectil relativa a la Tierra, la velocidad de impacto promedio para la Tierra es de  $\sim 17$  km/s (Melosh, 1989). Este choque inicia la formación de un cráter de impacto la cual termina con el emplazamiento de los escombros alrededor del cráter.

La formación del cráter se divide en las siguientes tres etapas: 1ª) contacto y compresión, 2ª) excavación y 3ª) modificación.

### 2.1 Contacto y Compresión

La formación de un cráter de impacto inicia cuando el proyectil entra en contacto con el objetivo (el planeta-objetivo). Mientras el proyectil se impacta, el objetivo es empujado, comprimido y acelerado. Al mismo tiempo, el proyectil se lentifica debido a la resistencia del objetivo a ser penetrado.

En el o los puntos de contacto se generan ondas de choque que viajan en ambos sentidos, hacia y dentro del objetivo, y hacia y dentro del proyectil. Las presiones generadas por el impacto son mucho más grandes que la resistencia de rotura de cada uno de los elementos que intervienen en dicha formación.

La mayor parte de la energía cinética que traía el bólido es transferida hacia el objetivo. La etapa de contacto y compresión termina cuando el proyectil libera toda la gran presión generada. Al momento de liberar la presión el proyectil se puede fundir o evaporar dejando, en muchas ocasiones, una piscina de roca fundida en el fondo del cráter (Figura 2.2-1).

Aunque más adelante mostraremos el caso para un impacto oblicuo, por mientras, y a manera didáctica-introductoria, veremos las fases de la etapa de contacto y compresión para el caso más sencillo: el caso de incidencia normal. Dichas fases se muestran en la Figura 2.1-1.

Panel a) Muestra los puntos de contacto y las zonas de grandes presiones que los rodean. En ambos materiales se observan compresión y deformación, sin embargo, la parte más

lejana del proyectil al blanco todavía conserva su velocidad de impacto original, no siendo esta afectada por la deformación que ocurre en el otro extremo.

Panel b) Muestra el momento en el que el frente de onda de la onda de choque llega a la parte posterior del proyectil. En este punto, el límite blanco-impactor ha sido empujado hacia dentro del blanco a una distancia cercana a la mitad del diámetro del bólido. La mayor parte del objetivo es fuertemente afectada por el choque y acelerada hasta alcanzar velocidades muy altas. El proyectil se comporta hidrodinámicamente y es totalmente consumido.

Panel c) Muestra el instante en que la presión del proyectil es liberada, lo que apunta hacia el final de la etapa de compresión. Al alcanzar la parte posterior del impactor, la onda es reflejada de regreso como una onda de rarefacción. En su viaje a la velocidad del sonido dentro del impactor, la onda libera la presión del material comprimido. Es en este punto en que el proyectil puede sufrir un cambio de fase convirtiéndose en roca de fusión o vapor. Este fundido producido por el impacto generalmente forma una piscina en el centro del cráter.

Panel d) Ilustra la etapa de excavación. La parte del proyectil que se ha evaporizado se expande dentro de la cavidad del cráter -que para estos momentos ya tiene forma de hemisferio. El borde de dicha cavidad se expande hacia arriba y hacia afuera formando una cortina incipiente de eyecta.

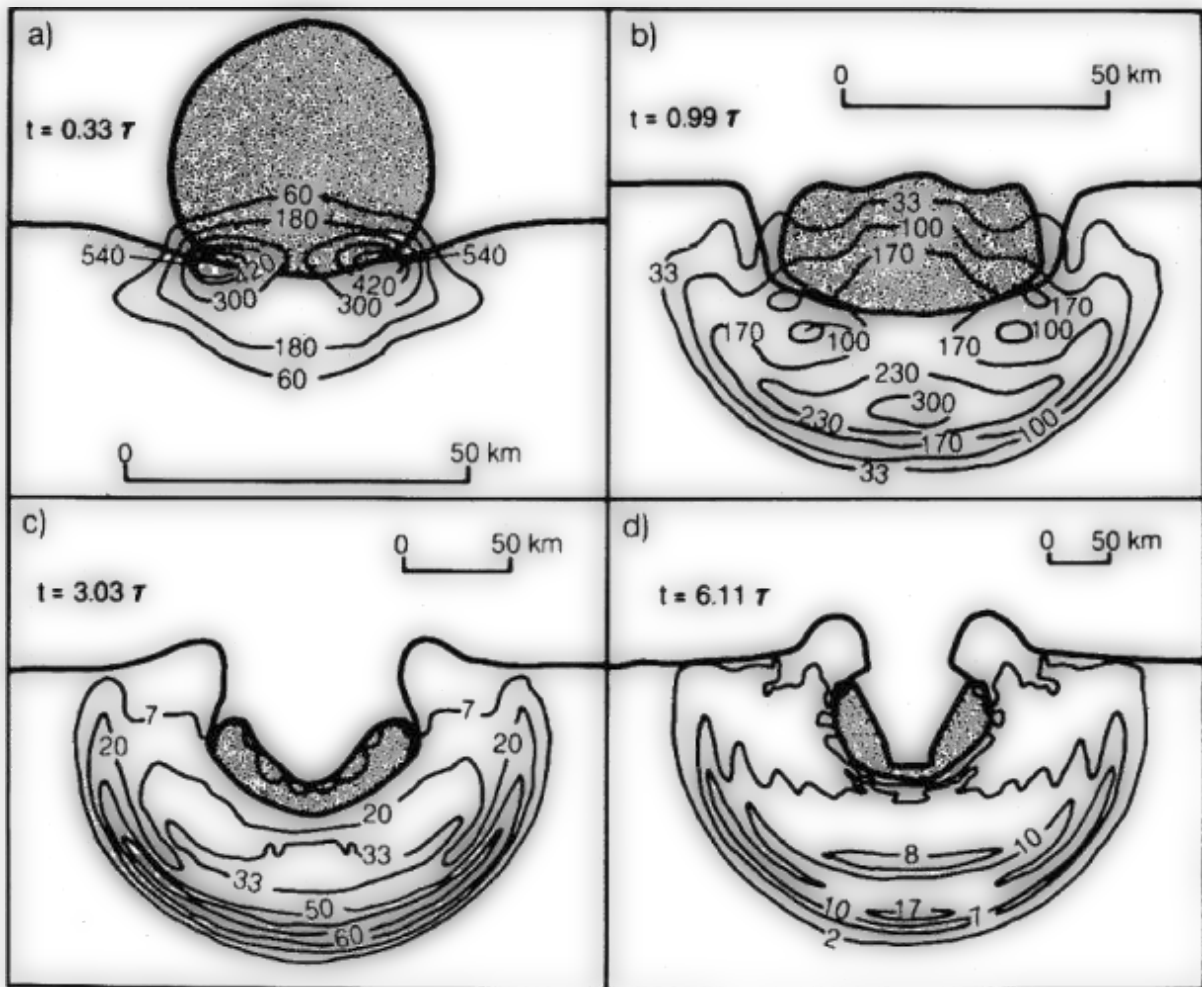


Figura 2.1-1 La etapa de contacto y compresión.  $\tau$  = duración de la fase de compresión (Tomada de Melosh, 1996, figura 4.1, página 47).

La etapa de compresión es finalizada oficialmente cuando las presiones han sido liberadas. Claro, hay que mencionar que al finalizar una etapa, otra inicia; o el final de una se superpone al inicio de la otra. Como resultado de la etapa de compresión vemos que la energía cinética del proyectil se transforma en energía interna de ambos elementos así como también en fuertes ondas de choque. De la Ecuación 2.1-1 deducimos que esto ocurre en un momento muy breve

$$\tau = \frac{D}{v} \quad \text{Ecuación 2.1-1}$$

Donde

$\tau$  =duración de la fase de compresión

$D$  =diámetro del proyectil original

$v$  =Velocidad de impacto del proyectil.

Por lo tanto, un proyectil con un diámetro de 1 km que viaje a una velocidad de 10 km/s experimentará una etapa compresional de tan solo unos décimos de segundo.

## 2.2 Excavación

Esta etapa puede dividirse en la expansión de la onda de choque y el flujo de excavación.

La *expansión de la onda* de choque continúa después de la etapa de compresión. Esta expansión hace que la onda abarque una región mayor pero también provoca que la misma degenera de onda de choque a onda de esfuerzo. En su recorrido, la onda hace que el material-objetivo se mueva radialmente hacia afuera del sitio del impacto. Las ondas de rarefacción generan un gradiente de presión justo después de la onda, el cual está dirigido hacia arriba y le añade una componente en la misma dirección a la velocidad radial. Aquí se inicia el segundo proceso: el *flujo de excavación*, en el que la mayor parte del material sale expulsado del cráter. El material expulsado del cráter durante la etapa de excavación es denominado eyecta. La eyecta es arrojada fuera del punto de impacto, es decir, fuera del cráter.

Los vectores de velocidad mostrados en la Figura 2.2-1 se conocen como líneas de flujo y esbozan perfectamente el movimiento de material al momento que el que cráter crece. Se observa que el material que supera el nivel original de la superficie antes del impacto es expulsado mientras que el material restante continúa moviéndose hacia abajo y ya no es expulsado. Note que las líneas de flujo intersectan contornos de presión máxima. Esto significa que el material expulsado a lo largo de una línea de flujo dada tendrá la contribución de todos los niveles de choque que intersecta. Hay que tener siempre en mente que la intensidad de la onda de choque disminuye con la distancia al punto de impacto. Sin embargo, incluso la eyecta más lenta tendrá algo de material altamente colisionado.

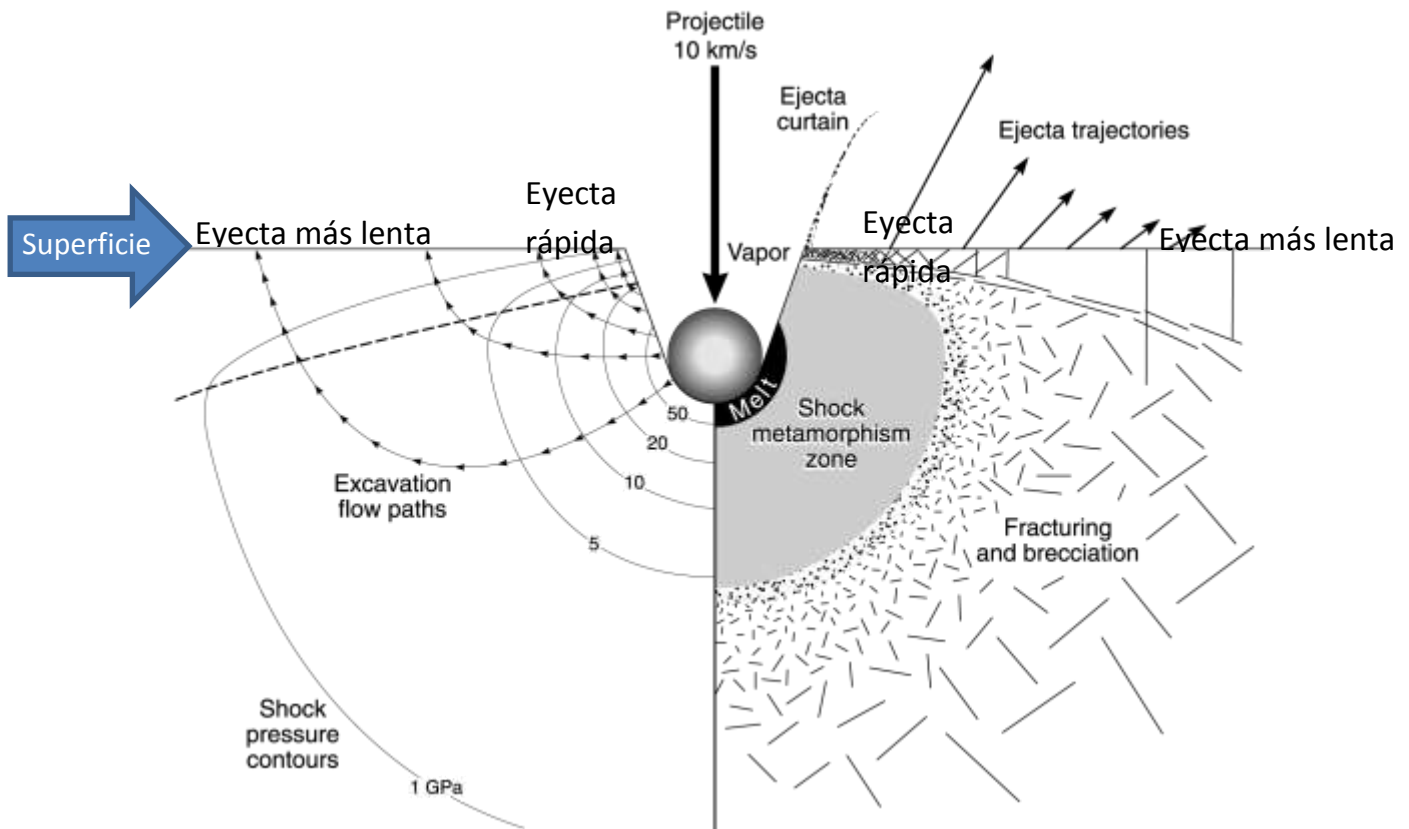


Figura 2.2-1 Presiones iniciales de la onda de choque y líneas de flujo de excavación alrededor del punto de impacto. Sección que muestra las isobaras de presión máxima (en GPa) que se generan alrededor del punto de impacto al final de la etapa de contacto y compresión. El proyectil, que originalmente era esférico, se ha destruido casi en su totalidad y convertido en roca de fusión y vapor. Las unidades observadas son las siguientes: 1) Roca de Fusión (>50 GPa) y formación de la sábana de roca de fusión; 2) Efectos de deformación por el choque (5-50 GPa); 3) Fracturamiento y brechado (1-5 GPa). La siguiente etapa, la de excavación, comprende las siguientes dos etapas: 1) Expulsión hacia arriba de fragmentos grandes que están cercanos a las superficie y de la cortina de eyección (indicado por las flechas sobre la superficie); 2) Flujo subterráneo del material-blanco para formar el cráter transitorio (líneas de flujo perpendiculares a las isobaras) (Modificada de French, 1998, fig. 3.2, pág. 19).

Las velocidades de flujo de la eyección son más altas cerca del sitio de impacto y decrecen, aproximadamente con el inverso de la distancia (Figura 2.2-1). La velocidad máxima que puede alcanzar la eyección se encuentra entre un sexto y un décimo de la velocidad de impacto. Consecuentemente, el material expulsado primero, el más cercano al punto de impacto, tiene las velocidades más altas, alcanza distancias mayores y le toma más tiempo caer; mientras que a la eyección a distancias más grandes le toma menos tiempo caer; ó incluso, material del final de la zona de formación del cráter sólo da vueltas sobre sus bordes. Este último forma la orilla del cráter temporal, que es el cráter formado al final de la etapa de excavación.



El diámetro del cráter temporal es diferente al del cráter final medido de orilla a orilla ya que el primero puede cambiar en la etapa de modificación por el colapso de las orillas-paredes debido a la fuerza de gravedad.

El tiempo  $T_d$  que le toma al cráter alcanzar su profundidad máxima  $H_t$  está dado por la siguiente ecuación:

$$T_d \approx \sqrt{2H_{at} / g} \quad \text{Ecuación 2.2-1}$$

La profundidad de excavación sólo constituye una fracción de la del cráter transitorio con el material restante desplazado fuera, deformando las rocas cercanas, elevando la orilla cercana y curvando rocas debajo del cráter. La ecuación, generalmente aceptada entre los científicos que se dedican a impactos, para calcular el alcance de la excavación es:

$$H_{exc} \approx \frac{1}{3}H_t \approx 0.1D_t \quad \text{Ecuación 2.2-2}$$

Dónde:

$H_{exc}$  =Profundidad de excavación

$H_t$  =Profundidad del cráter transitorio

$D_t$  =Diámetro del cráter transitorio

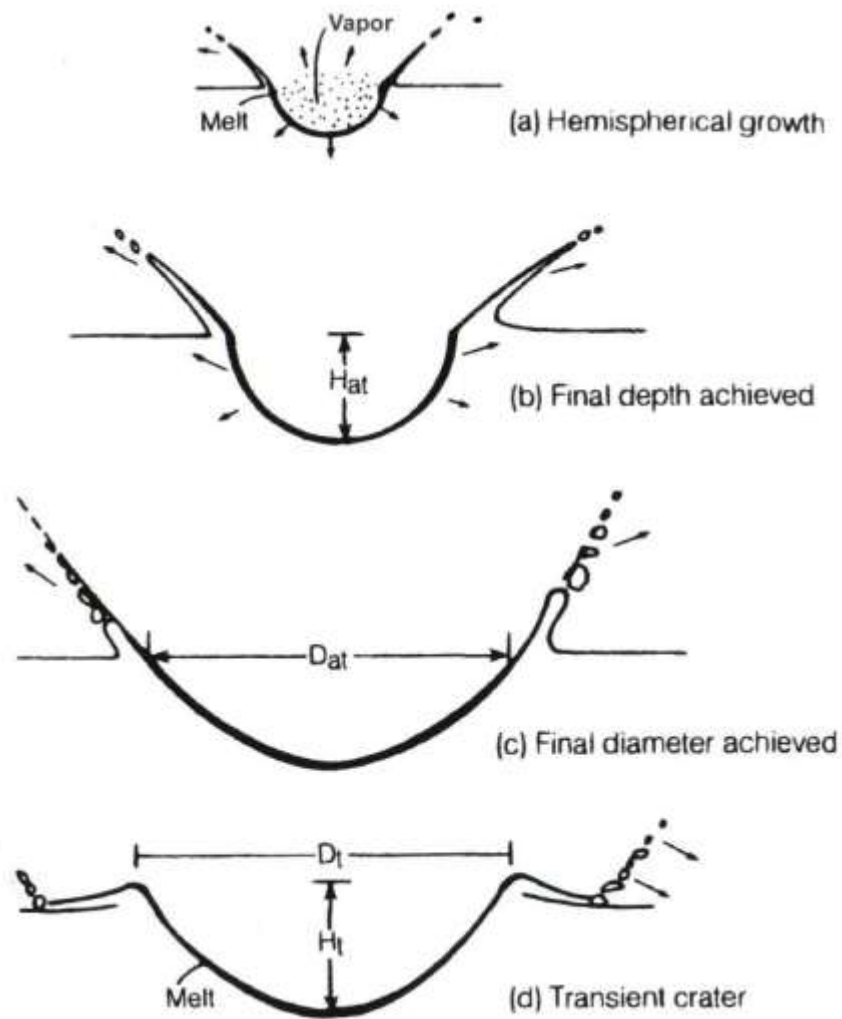


Figura 2.2-2 Crecimiento de un cráter (Tomada de Melosh, 1996, fig. 5.11, pág. 76).

## 2.3 Etapa de Modificación (Emplazamiento de la Eyecta)

La mayoría de los cráteres están rodeados por escombros provenientes del interior del mismo. Esto se debe a que sólo una muy pequeña porción de la eyecta puede escapar del campo gravitacional del planeta-blanco mientras que la mayoría cae nuevamente al planeta formando una sábana de eyecta que rodea el cráter.

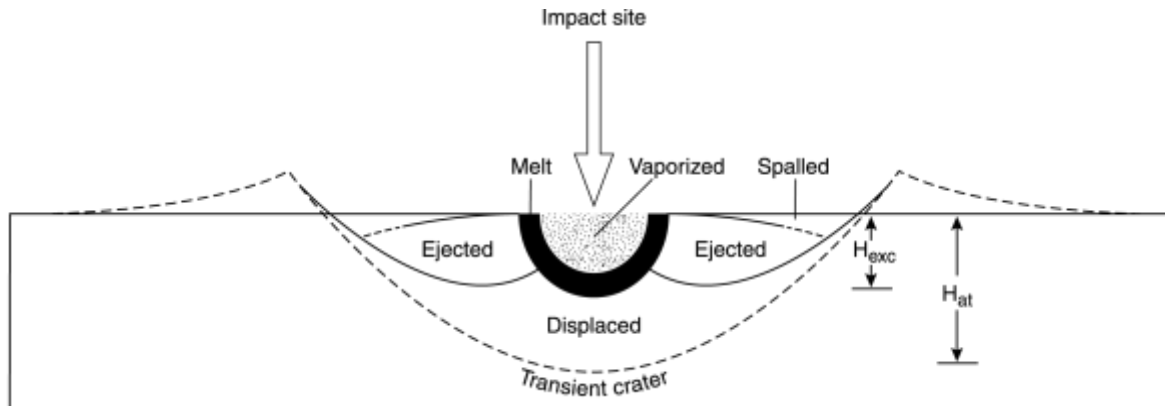


Figura 2.3-1 Procedencia del material expulsado durante la formación de un cráter. Sección transversal de un cráter transitorio hipotético. Aquí se pueden observar la ubicación de procedencia de varios materiales que muestran metamorfismo de impacto. La vecindad del punto de impacto contiene una mezcla de vapor del proyectil y de objetivo la cual sale del cráter en forma de una pluma de vapor. La zona adyacente y de color negro corresponde a la roca de fusión, el cual se desplaza hacia abajo y luego hacia afuera sobre el piso del cráter transitorio final. A lado de la zona de rocas de fusión tenemos la zona de material expulsado. Esta zona, que muestra una amplia gama de efectos metamórficos de impacto es expulsada afuera de las orillas del cráter transitorio. La zona de material “desplazado” se mueve alejándose del punto de impacto para formar la zona de rocas para autóctonas justo debajo del piso cráter transitorio final.  $H_{at}$  = Profundidad final del cráter transitorio;  $H_{exc}$  = Profundidad de excavación - que es mucho menor que la profundidad total (Tomada de Melosh, 1989, fig. 5.13, p. 78).

Las leyes de la balística son las que determinan el asentamiento de esta eyecta (Figura 2.3-2), el cual se da cuando la cortina de eyecta recorre una trayectoria parabólica. La balística asegura que el material del punto de impacto es expulsado primero y a una mayor velocidad mientras que el material más lejano del punto de impacto es expulsado posteriormente, viaja menos, cae antes y más cerca de la orilla del cráter. Es importante para nuestro estudio decir que en la medida en que el impacto es más energético, la velocidad horizontal inicial de la eyecta aumenta.

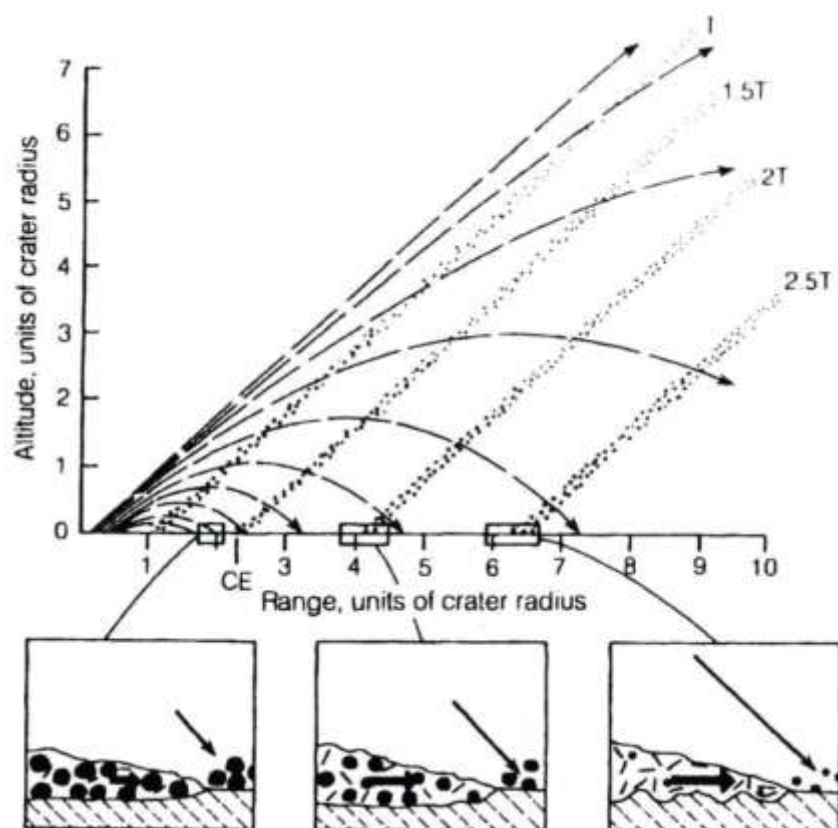


Figura 2.3-2 Sedimentación balística (Tomada de Melosh, 1996, fig. 6.4, pág. 92).

El emplazamiento de la eyecta es un proceso bien ordenado ya que el proceso de excavación remueve capas sucesivas del cráter. Esta es la causa de que las capas cercanas al borde del cráter muestren una estratigrafía inversa (Figura 2.3-3). Esto fue revelado por primera vez en los estudios hechos al cráter Meteor (Arizona, Estados Unidos).

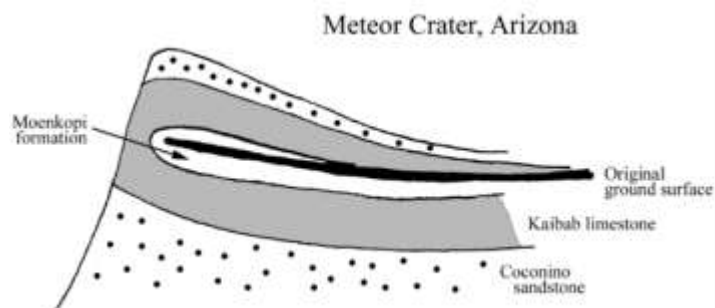


Figura 2.3-3 Sábana de eyecta en el cráter Meteor, en Arizona (Modificada de Melosh, 1996, fig. 6.1, pág. 88)

La sábana de eyecta –también conocida como la sábana de eyecta continua –es gruesa en las orillas del cráter y se adelgaza conforme nos alejamos de las orillas. La eyecta continua se extiende desde la orilla hasta una distancia de aproximadamente medio radio del cráter medido desde la orilla del mismo. El radio promedio RCE de la eyecta continua está dado por:

$$R_{CE} = (2.3 \pm 0.5)R^{1.006} \quad \text{Ecuación 2.3-1}$$

Donde R es el radio del cráter.

A diferencia de otros especialistas en impactos, Melosh concluye que esta ecuación es válida no sólo para la Tierra sino también para otros cuerpos como Mercurio, Marte y algunos satélites de Saturno.

Fuera de la eyecta continua se encuentra la eyecta discontinua la cual, a como su nombre lo dice, se encuentra en forma discontinua. Otra característica de esta es que es delgada. Cerca de los cráteres de impacto, en la zona de la eyecta discontinua y más lejos todavía, se pueden encontrar cráteres de impacto secundarios.

Los “secundarios” se forman cuando fragmentos grandes de material-objetivo, que son lanzados durante los inicios de la etapa de excavación, caen nuevamente a la tierra. En la Luna, el mayor diámetro de un cráter de impacto secundario es de ~4% del diámetro del cráter primario. Si el diámetro de un cráter secundario es de ~10 km es difícil compararlo con un cráter primario de medidas parecidas. Los criterios que se utilizan para ello son los siguientes: los secundarios tienen un cordoncillo con forma de “V” que apunta radialmente hacia afuera del cráter primario y, por lo regular, se encuentran agrupados en clusters o en cadenas. Cuando forman cadenas el patrón en forma de “V” se vuelve un patrón tipo hueso de pescado. Estos patrones se forman por la interferencia con las sábanas de eyecta de los secundarios adyacentes. La gravedad del planeta afecta fuertemente la extensión de los cráteres secundarios. La distancia del cráter secundario al primario disminuye fuertemente con la gravedad del planeta mientras que, por el contrario, la densidad de los secundarios aumenta.

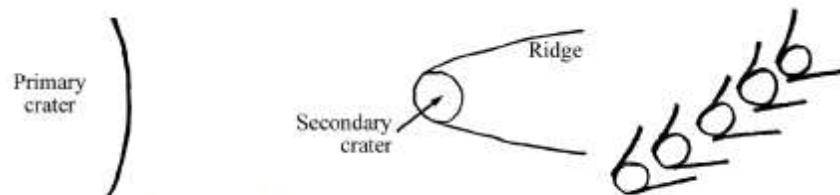


Figura 2.3-4 Eyecta de un cráter de impacto secundario y de una cadena de cráteres (Tomada de Melosh, 1996).

## 2.4 Etapa de Modificación (Modificación del cráter)

En esta etapa cambia de forma el cráter transitorio formado durante la etapa de excavación. La magnitud de la modificación depende del tamaño del cráter: los cráteres simples sufren de pequeños derrumbes cuyos restos llegan al depocentro de la cuenca mientras que los cráteres complejos tienen una mayor cantidad de desplome, tienen un levantamiento central e incluso llegan a tener un anillo central. Durante esta etapa también se observa el enfriamiento de la roca de fusión que cubre el suelo de la cuenca y el emplazamiento de la sábana de eyecta, la que fue expulsada durante la etapa de excavación.

### 2.4.1 Cráteres Simples.

Dado que son los más pequeños y tienen forma semicircular son los más fáciles de estudiar. Las orillas del cráter transitorio son inestables por lo que tienden a caerse y depositarse en el centro del cráter. Este proceso es conocido como *desplome*. Entre más grande sea el cráter transitorio más inestable se vuelven sus orillas.

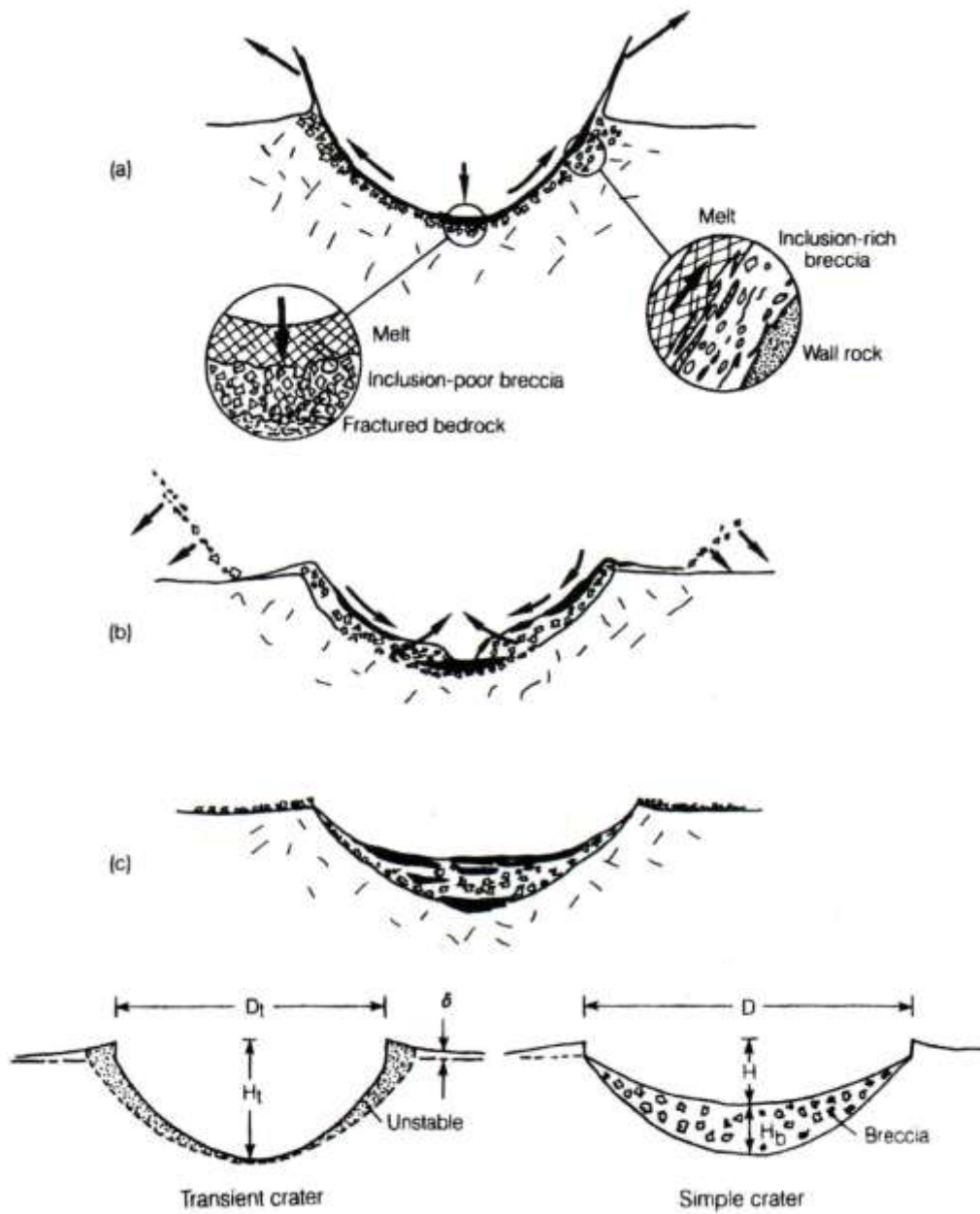


Figura 2.4-1 La etapa de modificación para un cráter simple (Tomada de Melosh, 1996, figs. 8.2 y 8.3, pág. 128).

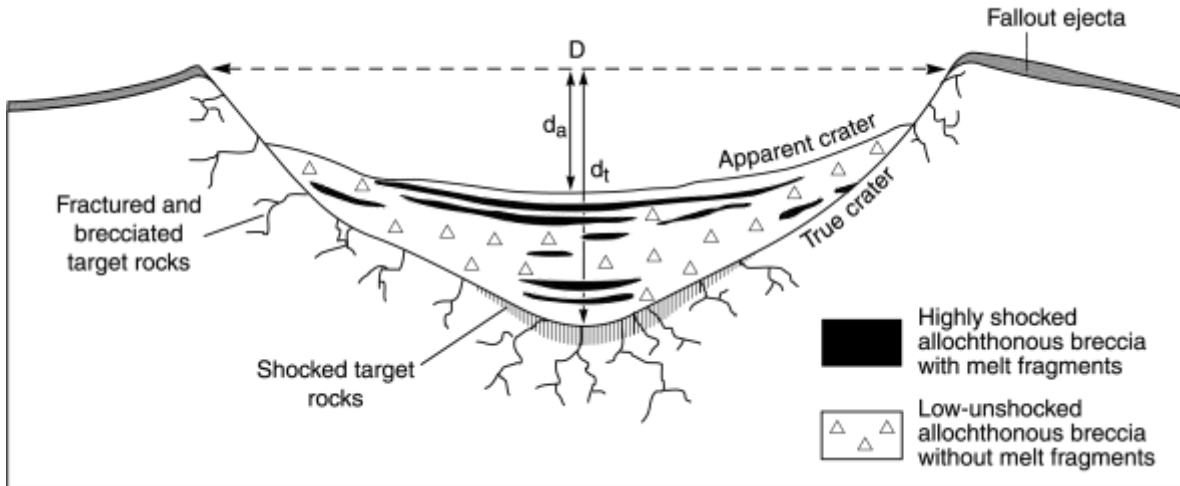


Figura 2.4-2 Detalle de un cráter simple. Ubicación de los tipos de impactitas (Tomada de French, 1998, fig. 3.7, pág. 24).



Figura 2.4-3 El cráter lunar Moltke es un ejemplo de un cráter simple. Se pueden observar la forma de hemisferio, la orilla levantada y los depósitos de eyecta rodeando al cráter (Tomada de French, 1998, fig. 3.6, pág. 23. Imagen AS10-29-4324 de Apollo 10).

## 2.4.2 Cráteres Complejos

La modificación para cráteres simples es muy diferente a la modificación de cráteres complejos. La transición es abrupta debido, posiblemente, al colapso gravitacional cuando se alcanza cierto valor-límite de resistencia. Esta transición depende de la función  $1/g$ , donde  $g$  es la constante gravitacional. Debajo de este límite (menor a  $\sim 15$  km en la Luna)



los cráteres tienen una razón profundidad/diámetro de aproximadamente 1:5; pero para cráteres más grandes la razón es menor. Es por esto que los cráteres complejos son menos profundos y tienen un piso relativamente plano.

### 2.4.3 Picos Centrales

Después del cráter transitorio, la modificación para cráteres complejos tiene lugar a todo lo largo y ancho del mismo ya que en su formación hay un levantamiento central que, al igual que las orillas, se colapsa. Esto ocurre cuando todavía hay expulsión de material. El colapso del levantamiento central no es total, hay una parte que es estable y se queda como un pico en el área central del piso del cráter. En las orillas se forma una zona de terrazas que parecen escarpe de deslizamientos inmensos.

El diámetro del pico central  $D_{cp}$  está dado por la siguiente ecuación:

$$D_{cp} = 0.22D \quad \text{Ecuación 2.4-1}$$

donde  $D$  es el diámetro del cráter.

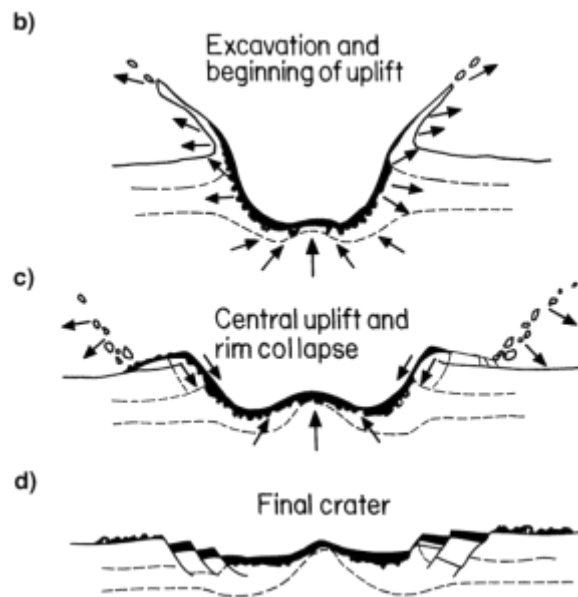


Figura 2.4-4 Formación del levantamiento central pico central (Tomada de Melosh, 1996, fig. 8.14, pág. 142).



Figura 2.4-5 Cráter Tycho. Excelente ejemplar de un cráter tipo central peak. Tomada de la página web del Lunar and Planetary Institute.

#### 2.4.4 Anillo de Picos

Existen cráteres con un anillo de picos los cuales se forman cuando el levantamiento central se colapsa en forma de fluido después de elevarse. Este colapso forma “montañas” que rodean el centro del levantamiento. Esto es el análogo de una piedra que se arroja a un estanque salvo que el movimiento en el cráter es congelado intermitentemente. El diámetro del anillo de picos está dado por la siguiente ecuación:

$$D_{pr} = 0.5D$$

Ecuación 2.4-2

Donde D es el diámetro del cráter.

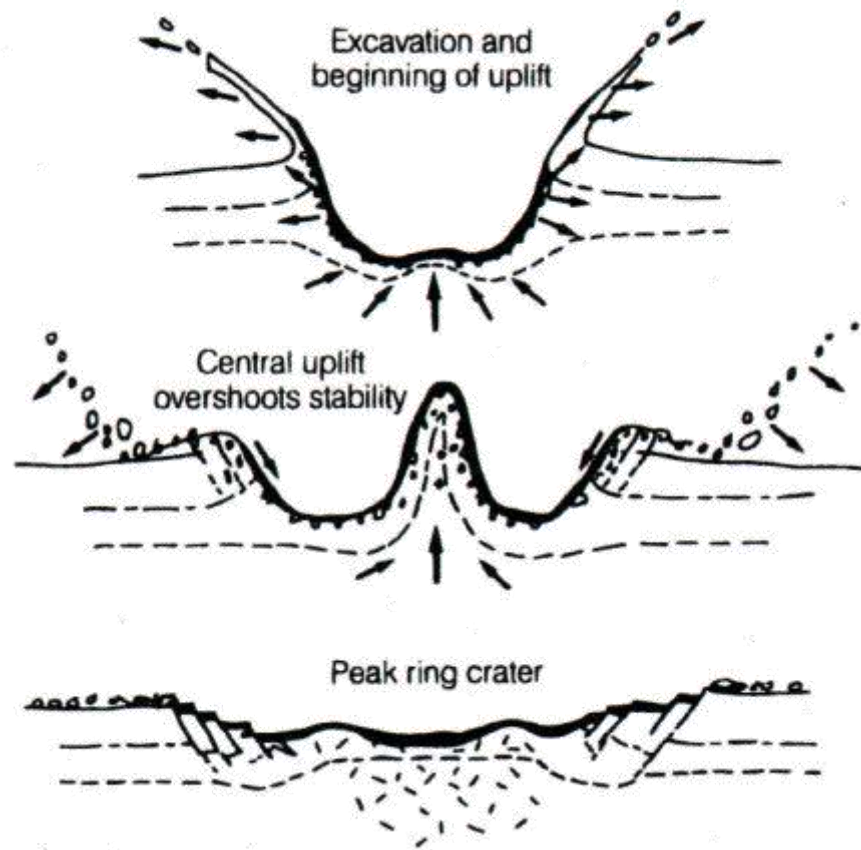


Figura 2.4-6 Formación de anillos centrales (Tomada de Melosh, 1996, fig. 8.14, pág. 142).

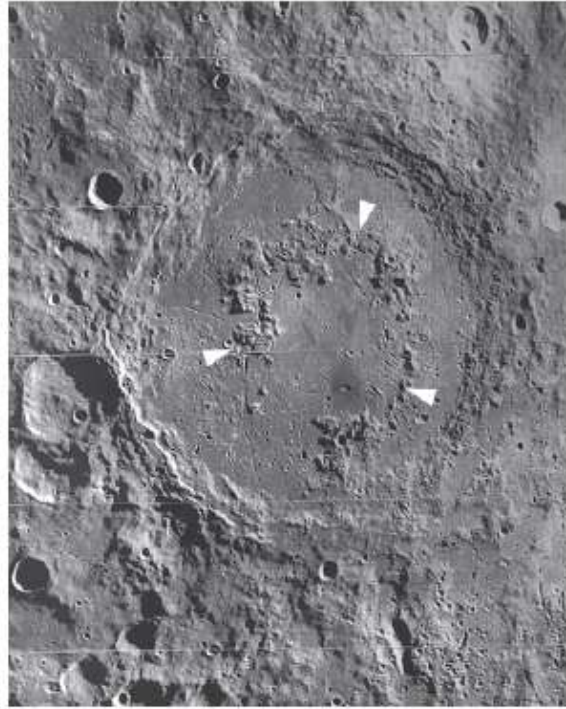


Figura 2.4-7 Estructura de impacto Schrödinger. Se localiza en la luna y muestra características de cráteres complejos. Muestra un levantamiento central en forma de anillo de picos y paredes en forma de terraza (Tomada de French, 1998, fig. 3.11, pág. 27, Lunar Orbiter image LO-IV-8M).

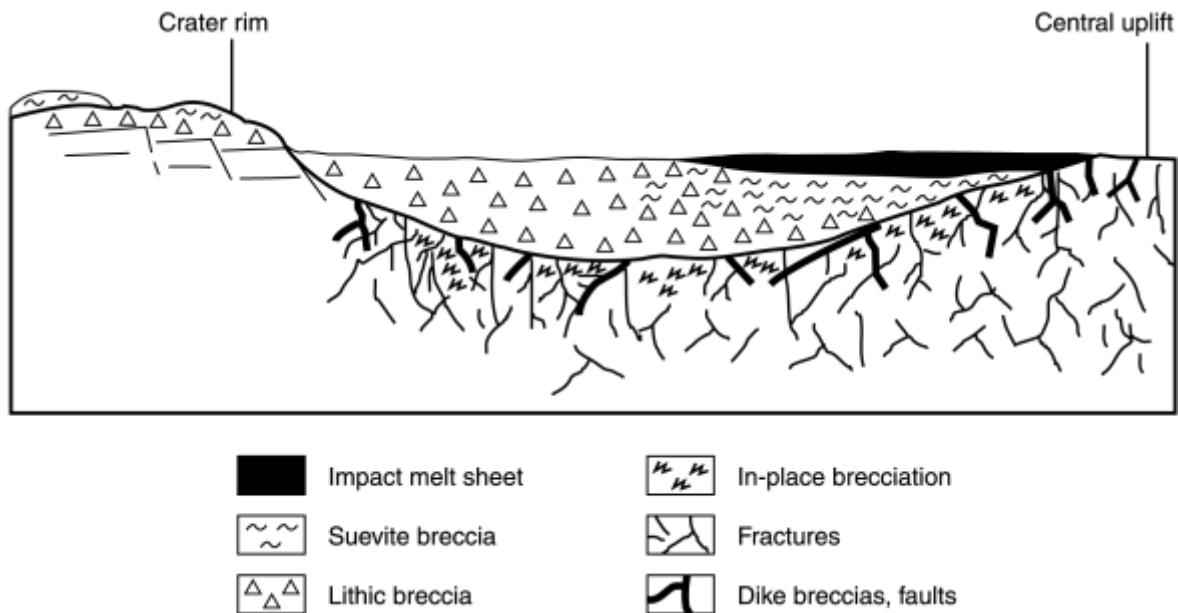


Figura 2.4-8 Ubicación de los tipos de impactitas en una estructura de impacto compleja. La escala vertical fue exagerada (Modificada de Stöffler et al., 1988, fig. 12, p. 290. Tomada de French, 1998).

## 2.5 Impactos Oblicuos

Los impactos de velocidad baja pueden formar cráteres circulares si tienen incidencia vertical, de lo contrario el cráter no tendrá la forma esperada. Hay que mencionar que la etapa de compresión es altamente sensible al ángulo de incidencia del impactor.

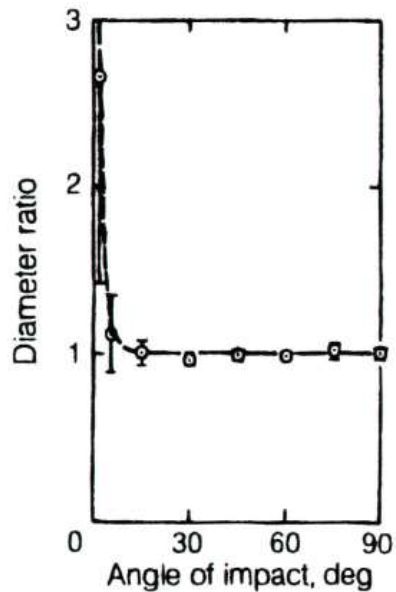


Figura 2.5-1 Alargamiento de la orilla de un cráter como función del ángulo de impacto (Tomada de Melosh, 1996, fig. 5.16, pág. 81).

La Figura 2.5-1 es comparable en tiempo con la Figura 2.1-1 cuando el proyectil no está completamente rodeado por el choque. La principal diferencia en los impactos oblicuos es la potencia del proyectil. El choque atenúa la componente vertical de la velocidad pero la componente horizontal permanece casi intacta y es la que deforma la cortina de eyecta sábana de eyecta.

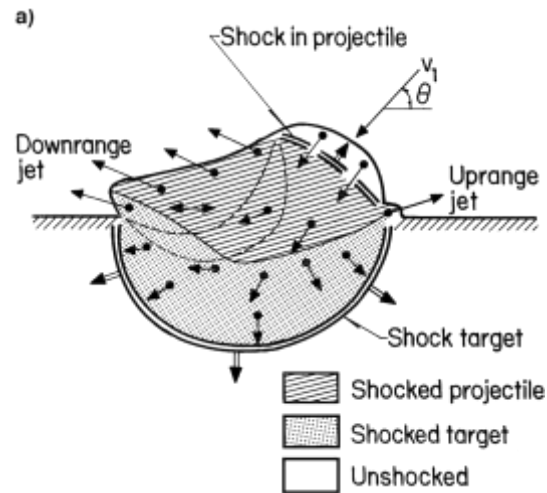


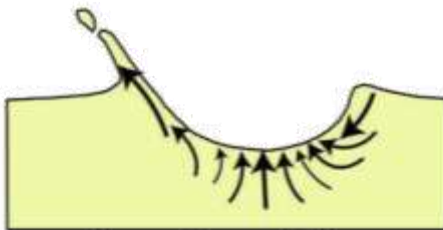
Figura 2.5-2 La etapa de compresión temprana para un impacto oblicuo (Tomada de Melosh, 1996, fig. 4.2, pág. 49).

### 1) Etapa de excavación



Flujo de excavación mayor en el lado hacia donde rebotaría el proyectil, en caso de hacerlo, debido a la componente horizontal de la velocidad. Hacia el lado opuesto se muestra una orilla más escarpada, así como la zona prohibida.

### 2) Transición entre las etapas de excavación y de modificación



El desplome se inicia en el borde del lado de donde provino el proyectil mientras que la excavación continúa en el otro extremo. En esta etapa se forma el levantamiento central.

### 3) Etapa de modificación



El desplome en el borde de donde provino el proyectil obliga al levantamiento central a moverse en la dirección opuesta. El desplome proveniente de esta última dirección influye menos sobre el levantamiento central.

Figura 2.5-3 Solución de modelado numérico 3D para impactos oblicuos (2010). Figuras basadas en el modelo de Dirk Elbeshausen (Elbeshausen and Wünnemann, 2008) (Tomada de Poelchau, 2010, fig. 4, pág. 80).

Cuando el impacto es completamente vertical la depresión formada es en forma de hemisferio; pero cuando el impacto es oblicuo, la energía depositada en la etapa de contacto y compresión llena una depresión con forma de canoa que tiene un ancho poco más o menos que el diámetro del proyectil, es decir:

$$T_w \approx D_p \quad \text{Ecuación 2.5-1}$$

Y su longitud depende del ángulo de incidencia

$$T_l \approx D_p \text{sen}(\theta) \quad \text{Ecuación 2.5-2}$$

Si el diámetro del cráter al final de la etapa de compresión es comparable con el del cráter final; entonces, la forma de éste último no será circular. Esto fenómeno sucede para los impactos muy oblicuos. En dichos impactos la etapa de compresión es más tardada ya que la componente vertical de la velocidad controla el tiempo de deformación en la forma que lo dicta la siguiente ecuación:

$$\tau = \frac{D}{v \text{sen}(\theta)} \quad \text{Ecuación 2.5-3}$$

Donde:

- $\tau$  = Duración de la fase de compresión
- $D$  = Diámetro original del proyectil
- $v$  = Velocidad de impacto del proyectil

Una característica más confiable para saber si un impacto fue oblicuo es analizar la eyecta, la cual tiene forma de mariposa para impactos altamente desviados de la vertical. Cuando el ángulo de impacto llega a los 60° se nota un cambio importante en la distribución de la eyecta. Conforme nos desviamos de la vertical, es decir, en la medida en que el ángulo decrece, la eyecta muestra una concentración preferencial en el lado hacia donde rebotaría el proyectil en caso de hacerlo. Con ángulos menores a 45° se forma una zona prohibida en el lado de donde provino el proyectil, donde no se observa emplazamiento de la eyecta. Esta cuña crece hasta que una zona prohibida aparece en lado hacia donde rebotaría el proyectil en caso de hacerlo, esto para ángulos menores a 20°. Este es el patrón conocido como el efecto mariposa.

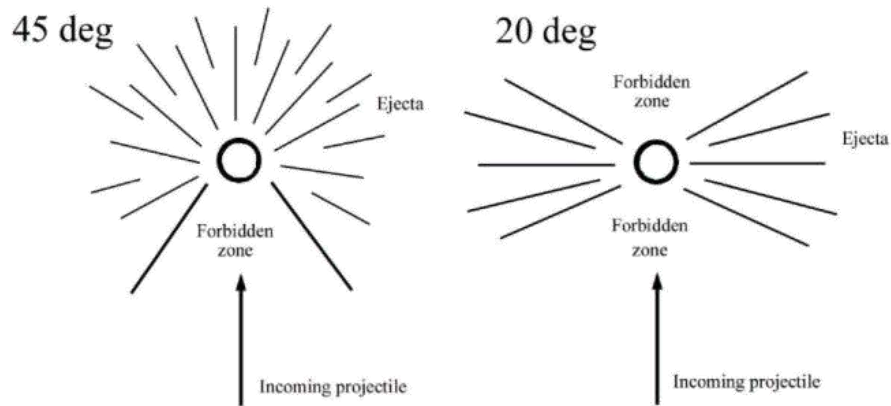


Figura 2.5-4 Patrones de eyecta formados por proyectiles que chocan con un ángulo de: 45° (izquierda) y 20° (derecha) (Tomada de Melosh, 1996).

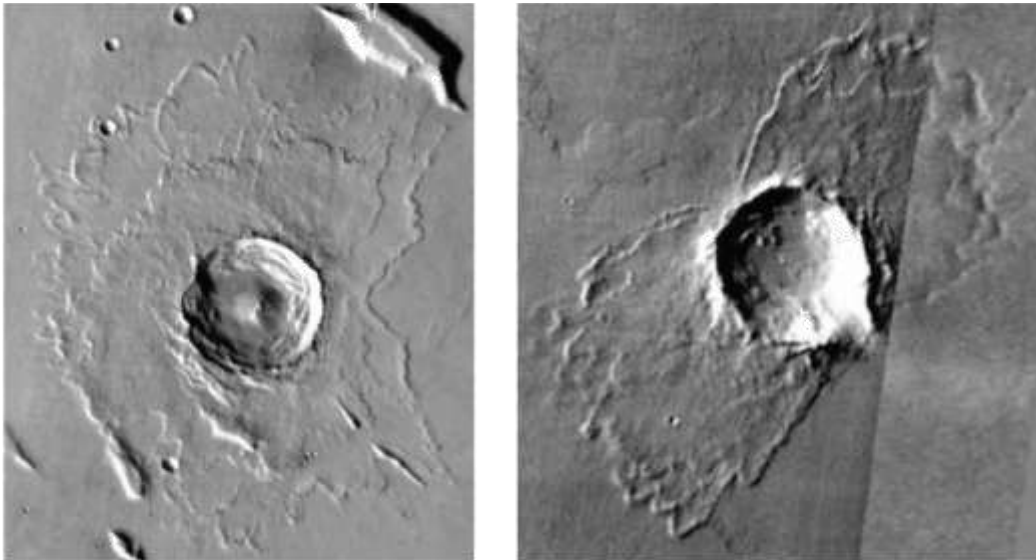


Figura 2.5-5 Patrones de eyecta. Izquierda: Se observa la zona prohibida del lado de donde provino el proyectil (de derecha a izquierda para este caso). Derecha: un patrón de mariposa formado por un impacto altamente oblicuo. La ruptura en el extremo inferior derecho de la orilla del cráter revela que el impactor provino de la parte superior izquierda. Imágenes infrarrojas de THEMIS (Tomada de Herrick y Hessen, 2006).

Los patrones de eyecta en cuestión son formados, posiblemente, por las ondas de choque alargadas producidas por el impacto oblicuo. Estos patrones proporcionan una señal muy útil de la dirección de viaje del impactor. La diferencia entre la forma de la eyecta y la del cráter es ocasionada por el periodo temporal en la formación del cráter. En la etapa



temprana de la etapa de excavación, el proyectil perfora el objetivo tirando la mayoría de la eyecta hacia los lados, perpendicularmente a su trayectoria de vuelo; pero conforme crece el cráter, estas asimetrías desaparecen de tal manera que en las etapas finales de la excavación del cráter (lo que controla la forma del cráter transitorio) el flujo de la eyecta se vuelve de forma hemisférica.

## 2.6 Batimetría Preimpacto

Las asimetrías en la morfología del anillo de picos y de la zona de terrazas del cráter Chicxulub se correlacionan con la presencia de una estructura somera en la península de Yucatán. Las asimetrías en la estructura del anillo son dominadas por la geometría de la corteza terrestre. Dichas asimetrías pueden ser ocasionadas por heterogeneidades corticales en el sitio antes del impacto o por asimetrías en el cráter transitorio.

Otros autores piensan que la oblicuidad del impacto no influye tanto en la forma final del cráter como la batimetría previa al impacto. Aunque no hay mucho trabajo al respecto mencionaremos los resultados obtenidos por Gulick et al., en el 2008. Es de los trabajos más recientes y sus resultados son obtenidos del estudio de uno de los cráteres mejores conservados en la Tierra: el Chicxulub.

Gulick et al.,(2008) consideran un modelo como el que se muestra en la Figura 2.6-1a. Podemos ver que en un costado del cráter (flanco Noroeste) hay un tirante de agua despreciable mientras que en el otro extremo (flanco Noreste) observamos un tirante de agua comparable a la profundidad del posterior cráter transitorio. Ellos sugieren que esta batimetría preexistente influyó decisivamente en la estructura final del cráter ya que era de esperarse que la cantidad de sedimento y basamento expulsado del flanco Noroeste, donde el agua era más somera, fuera mayor que en el flanco diametralmente opuesto. En el flanco Noreste la “eyecta” era en su mayoría, de agua. La profundidad de excavación mayor en el flanco Noroeste es exacerbada por el emplazamiento más profundo de los bloques desplomados de la zona de terrazas y es probablemente relacionada con la depositación de un anillo de picos más notable.

Este control aparente de las asimetrías preimpacto queda al descubierto al observar la falta de una orilla del cráter en la parte Noreste. Dicha falta se debe que la orilla del cráter transitorio consistía, en su mayoría, de agua y por lo tanto, durante el colapso del cráter esta agua fluyó desvaneciendo la orilla (Figura 2.6-1b y c).

El dominio que tienen las heterogeneidades del blanco sobre la forma final del cráter sugiere a la inclinación de los bloques en la zona de terrazas o las geometrías de los picos de anillos que no deben ser los únicos medios para determinar el ángulo de impacto. Un

efecto de la variable "profundidad del agua" en el momento del impacto es que las asimetrías en la cantidad de eyecta cercana deben carecer de relación alguna con el ángulo de impacto.

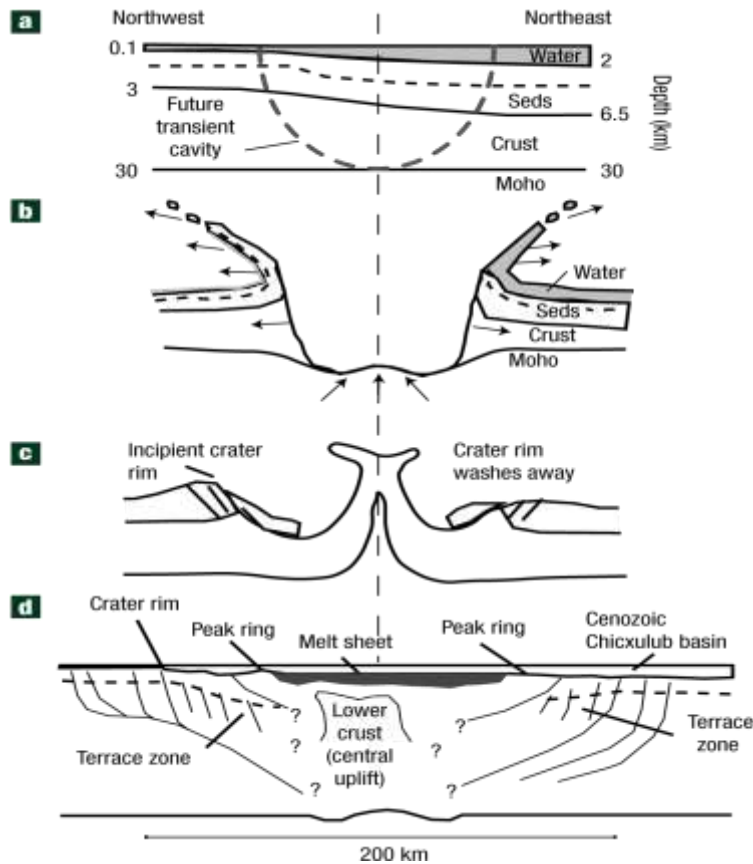


Figura 2.6-1 Etapas de formación de un cráter en un objetivo con estratigrafía no homogénea. **a)** Escenario pre impacto donde se muestran las profundidades y espesores estimados de los sedimentos (la línea discontinua un marcador, un horizonte de evaporitas en este caso), del tirante de agua, la corteza y el Moho. **b)** las asimetrías provocan variaciones locales/regionales en los *ground-surge* y los depósitos de eyecta próximos durante la formación del cráter transitorio. **c)** Etapa de modificación en la cual el colapso del levantamiento central es asimétrico. La orilla se pierde debido a que es compuesta, en su mayoría, de agua. **d)** Morfología final. La asimetría resultante se observa en la falta de borde y en un anillo de picos más grueso, ambos en la parte Noreste; y un emplazamiento más profundo de los bloques desplomados en la parte Noroeste. La estructura del levantamiento central y las asimetrías en el Moho fueron tomadas de otros estudios (Tomada de Gulick et al., 2008).

## 2.7 Cuñas Incrustadas

Lo anterior mencionado son solamente algunos de los aspectos en el estudio de cráteres de impacto. Hay muchos otros que se siguen estudiando y otros que están en debate. Entre estos estudios tenemos el que se ejemplifica con la Figura 2.7-1.

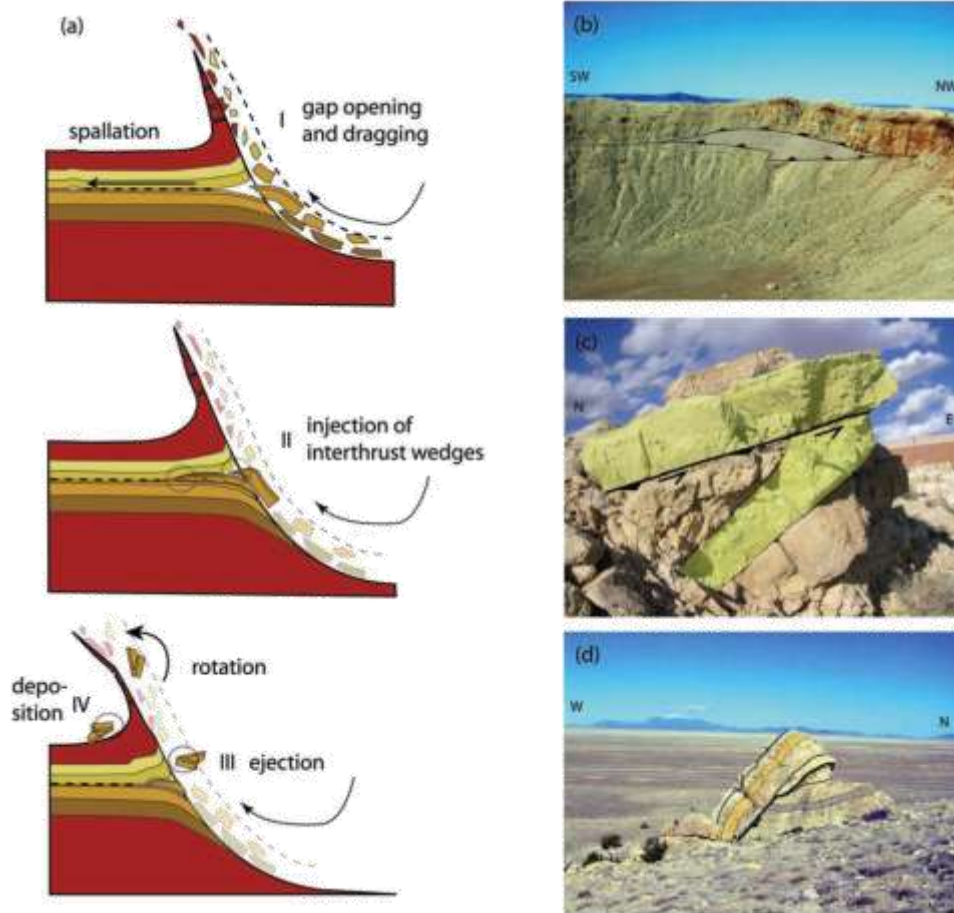


Figura 2.7-1 Mecanismo de formación de cuñas incrustadas y observaciones de campo. I) Durante la excavación se generan ciertas ventanas entre los estratos, mismos que adquieren un pequeño ángulo de inclinación, como si fueran rampas. II) Las cuñas son incrustadas en las ventanas aumentando la inclinación de las capas que yacen sobre las cuñas, esto da como resultado rampas más inclinadas III) Algunas de las rampas-cuñas son expulsadas durante la etapa de excavación. IV) Las rampas-cuñas incipientes son depositadas en forma de eyecta. b) Barringer Point, uno de los más picos topográficos más importantes del cráter Meteor, fue originado por una cuña incrustada. Esta cuña fue la que le dio la forma de anticlinal. c) Una rampa incipiente de una cuña incrustada encontrada en la eyecta Kaibab cerca del complejo del museo. La unidad litostática superior es de ~3m de ancho. d) Whale Rock es otra posible rampa de una cuña incrustada (Tomada de Poelchau et al., 2009, fig. 11, pág. 57).

# 3 Estudios geofísicos sobre el cráter de impacto Chicxulub

## 3.1 Firmas Geofísicas en el Cráter de Impacto Chicxulub

Para estudiar los cráteres de impacto se han utilizado diferentes métodos geofísicos, incluyendo gravimetría, magnetometría, electromagnéticos, sísmica de refracción y reflexión, e imágenes Landsat y multiespectrales de satélite (Pilkington y Grieve, , 1992).

Para el caso del Chicxulub desde 1950 A. Cornejo Toledo y A. Hernández Osuna reportaron las anomalías gravimétricas que más adelante serían interpretadas de haber sido generadas por el choque de un meteorito contra la península de Yucatán, México por Penfield y Camargo-Zanoguera (1981).

No sólo los datos y métodos de procesado son distintos, también la forma en que son esquematizados puede variar, por ejemplo: hace algunos años era muy común hacer superficies o curvas de nivel para visualizar muchos datos geofísicos, ahora la práctica común es desplegarlos a color con una escala de colores en la que cada color representa un valor o intervalo de valores del dato geofísico desplegado. Algunos otros muestran los datos a color con las curvas de nivel de fondo como referencia.

En este capítulo mostraremos las firmas características de algunos de los métodos geofísicos sobre el cráter Chicxulub. Para este análisis se utilizan algunos de los modelos reportados en los estudios geofísicos. Cabe mencionar que para este análisis se escogen solo algunos de los trabajos y no se hace una revisión exhaustiva de las investigaciones realizadas a la fecha. El objetivo del análisis es revisar las características mayores y elementos que conforman el cráter y comparar las geometrías, profundidades, identificación de unidades entre los diferentes modelos.

En la Figura 3.1-1 se visualiza un mapa de anomalías gravimétricas desplegada como curvas de nivel; en la Figura 3.1-2, un perfil tomado del área de estudio de la Figura 3.1-1. El perfil de la Figura 3.1-2 se muestra junto con su interpretación. Es práctica común obtener perfiles de un área de estudio, no sólo de datos de gravedad sino de la mayoría de los datos geofísicos en general.

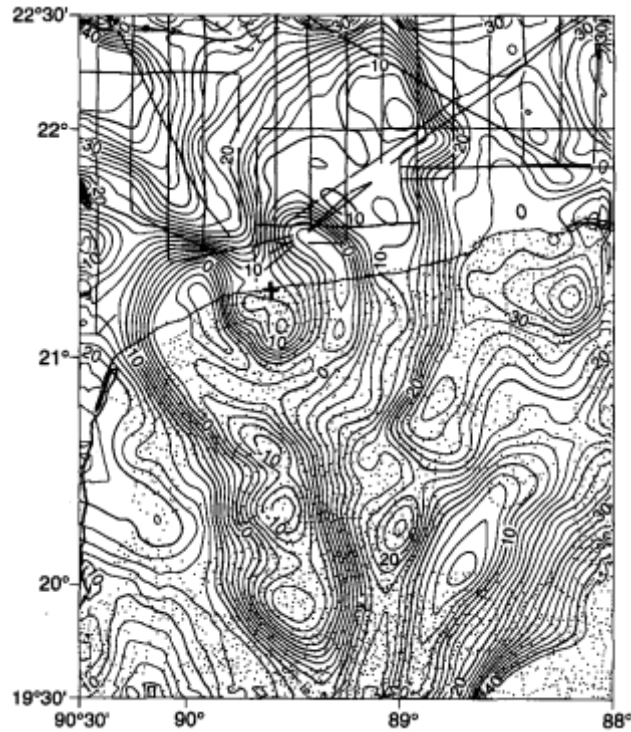


Figura 3.1-1 Mapa de contorno de anomalías gravimétricas para la península de Yucatán. El intervalo de contorno es: 2 mgal. El centro de la cuenca Chicxulub está marcada con una “+”. Los puntos representan las estaciones de gravedad en tierra y las líneas representan las rutas marinas de adquisición de datos gravimétricos (Tomada de Sharpton et al., 1993, fig. 2(a)).

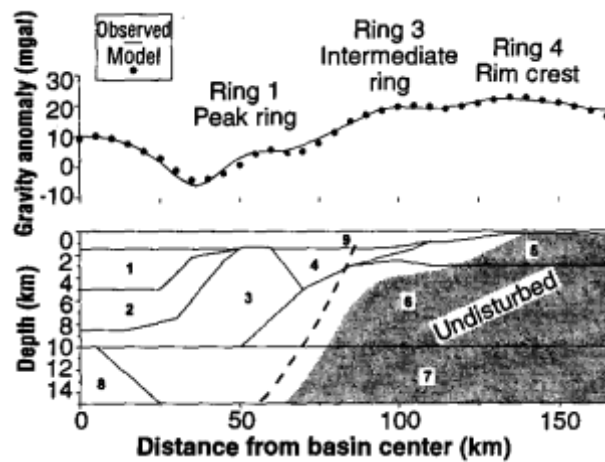


Figura 3.1-2 Modelo de un perfil gravimétrico sobre la cuenca de impacto Chicxulub. 1-Capa de roca fundida por el impacto y brecha de impacto con roca de fusión, 2-Unidad interna de brecha alógena, 3-Basamento cristalino que fue levantado y fracturado, 4-Brecha alógena externa, 5-Sedimentos de la plataforma del Cretácico, 6-Basamento cristalino superior, 7-Basamento intermedio, 8-Basamento profundo levantado. La zona sombreada es la que no fue afectada por el impactador. La línea negra discontinua es una aproximación del límite del cráter temporal (Tomada de Sharpton et al., 1993, fig. 4)).

Los datos geofísicos para estudiar el cráter Chicxulub han sido adquiridos en varias campañas y de diversas formas. Aunque no son los únicos ni los primeros que muestran un mapa de anomalías de Bouguer para la península de Yucatán.

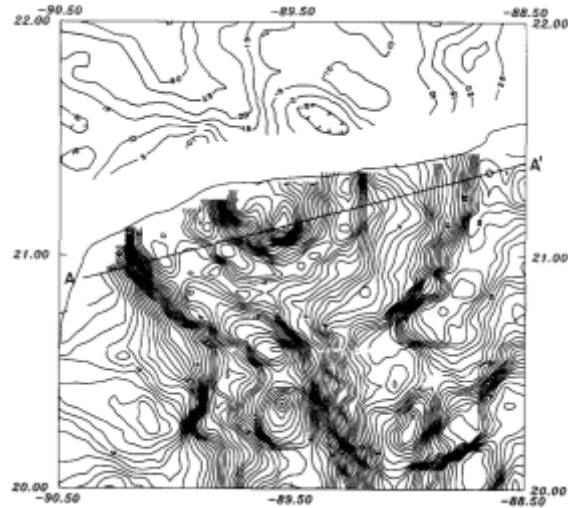


Figura 3.1-3 Mapa de anomalías de Bouguer del área de estudio. También se muestra la ubicación del perfil A-A' (Tomada de Espindola et al., 1995, fig. 2).

¿Cómo se visualizan otras propiedades físicas de los sustratos? En la siguiente figura se muestran un perfil sísmico el cual es debido a las propiedades elásticas.

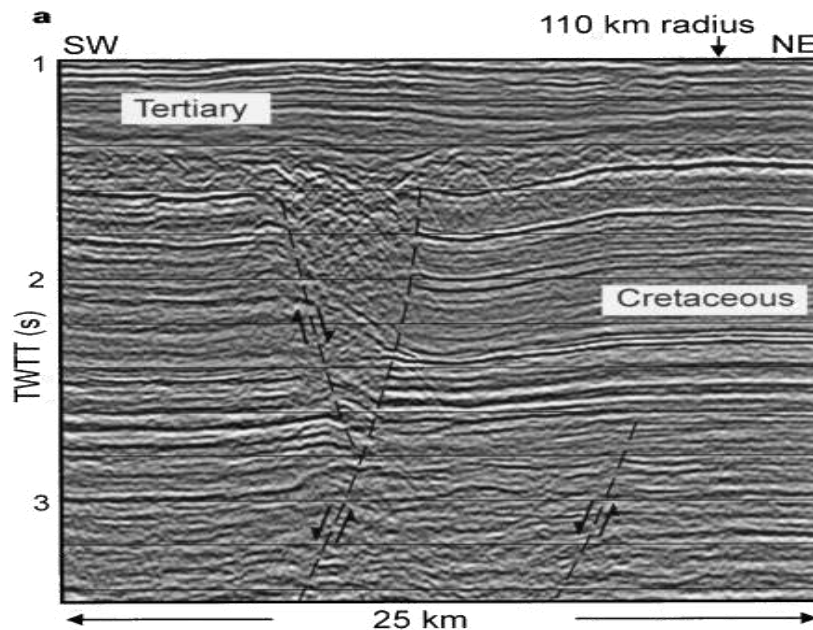


Figura 3.1-4 Línea sísmica (Chicx-C) que muestra detalles del anillo externo formado por un monoclinial y un graben delimitado por fallas (Tomada de Morgan et al., 1997, fig. 3a).

Otro tipo de estudio hecho sobre el Chicxulub son los sondeos magneto-telúricos. Estos son datos geo-eléctricos y a continuación también mostramos unas imágenes obtenidas de este estudio.

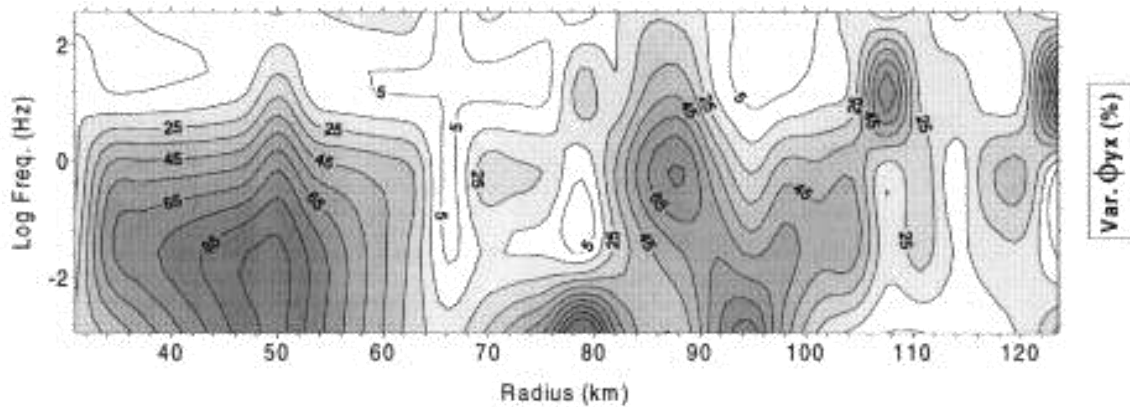


Figura 3.1-5 Sección de varianza en porcentaje (Modificada de Delgado-Rodríguez et al., 2001b, fig. 3).

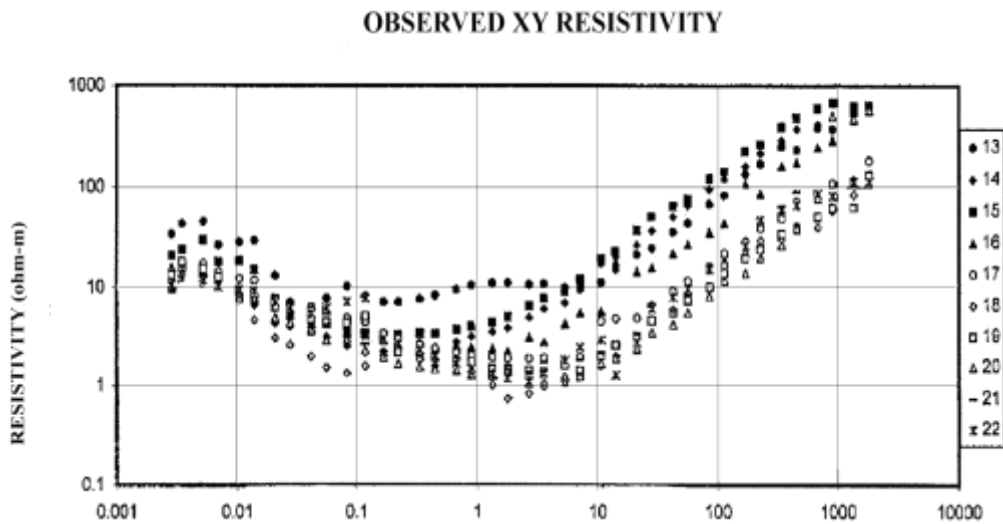


Figura 3.1-6 Curvas de resistividad aparente para un perfil en tierra sobre la península de Yucatán. Los símbolos en forma de figuras geométricas identifican a cada una de las estaciones de sondeo (Tomada de Delgado -Rodríguez et al., 2001a, fig. 6).

Al igual que la Figura 3.1-3, la Figura 3.1-7 muestra las anomalías gravimétricas de Bouguer. La razón de haber incluido esta última en este trabajo es que, aunque es la misma información, la Figura 3.1-7 permite obtener conclusiones preliminares. La ventaja de la siguiente figura es que, aparte de tener las curvas de nivel, está coloreada de acuerdo a las anomalías. En la Figura 3.1-8 también se puede observar cómo son más fáciles de interpretar los datos desplegados en colores. Ahí se muestran datos aeromagnéticos.

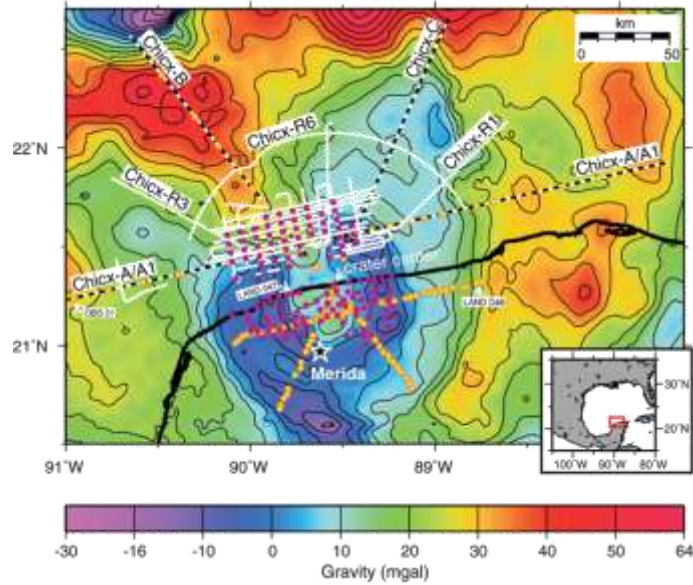


Figura 3.1-7 Mapa de anomalías de gravedad de Bouguer sobre la cual se muestran las siguientes esquemas: la línea de costa de la península de Yucatán en color negro; las líneas blanco con negro y en blanco corresponden a los perfiles de las campañas de adquisición sísmica de 1996 y 2005, respectivamente; los puntos morados y amarillos marcan la ubicación de los sismómetros de tierra y fondo de piso (Tomada de Christeson et al., 2009, fig. 1).

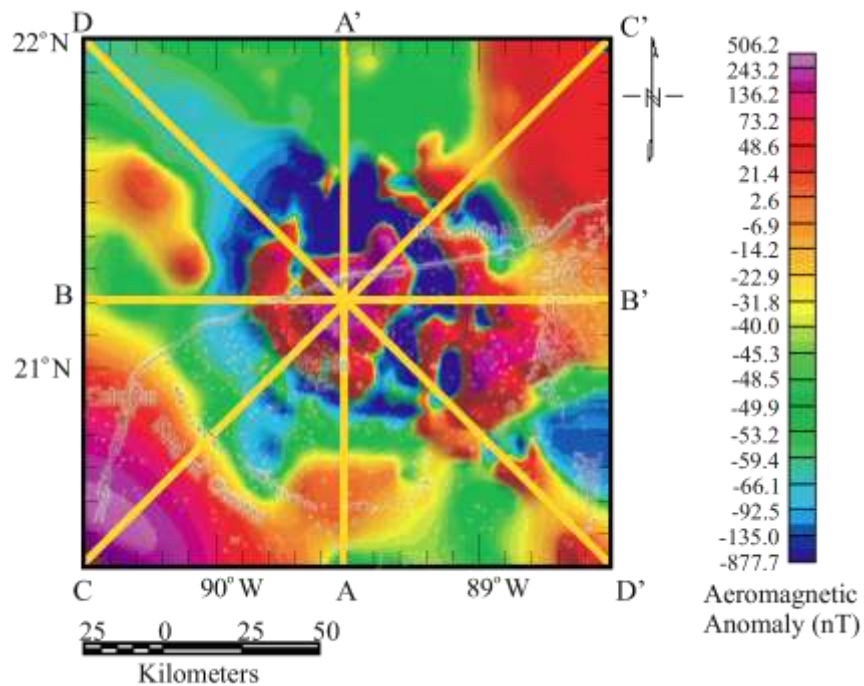


Figura 3.1-8 Anomalías aeromagnéticas sobre el cráter Chicxulub en la península de Yucatán y Golfo de México. Se extrajeron los perfiles A-A' , B-B' , C-C' y D-D' (Tomada de Rebolledo-Vieyra et al, 2010, fig. 1).



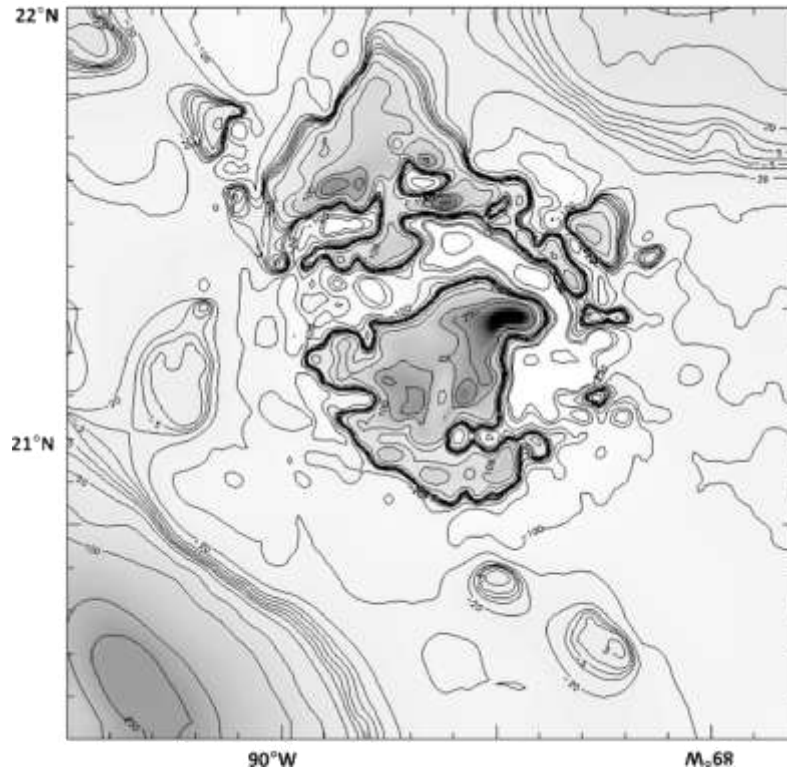


Figura 3.1-9 Anomalías aeromagnéticas sobre el cráter de impacto Chicxulub ubicado en el sector Noreste de la península de Yucatán. Los datos aeromagnéticos fueron proporcionados por PEMEX (Tomada de Ortiz-Alemán et al., 2010, fig. 3).

Originalmente se pensó en poner el modelo de Pilkington y Hildebrand del año 2000 en lugar de esta última figura; pero comparando se llegó a la conclusión de que son casi la misma figura con la diferencia de la que aparece en el artículo del 2000 tiene su paleta de colores.

La Figura 3.1-9 muestra una escala de grises y sobre ella, el contorno de las anomalías aeromagnéticas sobre el cráter Chicxulub. La gran mayoría de los softwares actuales tienen la opción de dibujar los contornos con el intervalo que se desee y la paleta de colores que mejor se pueda interpretar. En general, tienen muchas opciones gráficas para ayuda de los intérpretes.

Como podemos ver hay datos, como los de gravedad y magnéticos, que tienen formas similares de mostrarse; otros como los de sísmica tienen una apariencia menos parecida; y otros, como los obtenidos mediante sondeos magnetotelúricos, que son totalmente diferentes a la forma en que se despliega los otros datos. Incluso cuando sea un mismo conjunto de datos, hay varias formas de mostrarse.

## 3.2 Comparación y Análisis de Modelos Previos

Desde que Hildebrand et al. propusieron en 1991 al cráter de impacto Chicxulub, varios investigadores han enfocado su atención en describir sus diversas características. Como resultado de esos estudios se han propuesto varios modelos que describen la forma y estructura del cráter. Estos modelos describen, entre otras cosas, sus dimensiones y elementos que lo conforman.

Para valorar la forma del cráter, los investigadores se han basado en datos de diferente naturaleza: algunos en datos magnéticos, otros en datos gravimétricos, unos pocos en datos magneto-telúricos y la gran mayoría de trabajos en datos sísmicos. Es importante notar que dentro de cada clasificación de los datos de acuerdo a su naturaleza existen más variantes; por ejemplo, dentro de los datos sísmicos se encuentran los de reflexión y de refracción. No siendo esto suficiente, no podemos evitar la falta de unicidad inherente a los modelos geofísicos; es decir, dos modelos pueden ajustar igual de bien un mismo conjunto de datos. Es por esta razón que hay una amplia gama de modelos.

En este capítulo analizamos 13 de los modelos existentes y los comparamos entre sí. Los autores de estos modelos son los siguientes: 1) Espindola et al., 1995; 2) Morgan et al., 1997; 3) Pilkington y Hildebrand, 2000; 4) Morgan et al., 2000; 5) Morgan y Christeson, 2002a; 6) Vermeesch y Morgan, 2004; 7) Collins et al., 2008; 8) Gulick et al., 2008; 9) Vermeesch et al., 2009; 10) Christeson et al., 2009; 11) Senft et al., 2009; 12) Ortiz-Alemán et al., 2010 y 13) Rebolledo-Vieyra et al., 2010.

La Tabla 3.2-1 resume algunos de los datos importantes referentes a la morfometría del cráter. De ella podemos observar que los diámetros estimados son muy parecidos. Por ejemplo, el diámetro de 200 km estimado por Espindola en 1995 con datos magneto-gravimétricos es el mismo que el estimado por Gulick et al. en 2008 con datos sísmicos. Algunos autores no mencionan valores numéricos para las distancias pero pueden ser estimadas de las figuras que incluyen en sus artículos. En lo que sí hay acuerdo es en la profundidad al Moho -la cual estiman de ~35 km- y en la clasificación que le dan al cráter (*cráter multianillado*). Espindola et al. (1995) es una excepción sobre la clasificación del cráter y Gulick et al., (2008) una excepción sobre la profundidad del Moho.

AUTOR	AÑO	DIÁMETRO (km)	PROFUNDIDAD DEL MOHO (km)	CLASIFICACIÓN
Rebolledo-Vieyra	2010			Cráter multianillo aunque él lo llama Gran cráter de Impacto
Ortiz-Alemán	2010	200-240		Cráter multianillo
Senft	2009	El mismo que Collins, 2008 por comparación de figuras	~35	Gran cráter de impacto
Christeson	2009	180- 200	~35	Cráter multianillo
Gulick	2008	~200	~30	Cráter multianillo
Collins	2008	NO lo proporciona, sólo una figura		Gran cráter de Impacto
Vermeesch y Morgan	2004	~190	~35	Gran cráter de Impacto
Morgan	2002a			Cráter multianillo
Morgan	2000	~200		Cráter multianillo
Morgan	1997	195	~35	Cráter multianillo
Espindola	1994	200		Cráter con un pico central y solamente una anillo

Tabla 3.2-1 Resumen de características principales del cráter de impacto Chicxulub según algunos autores.

No es nuestra intención indicar cuál modelo es el más apegado a la realidad -eso es tema de debate hoy en día- sólo citaremos las diferencias más notables. Toda esta variedad de modelos surge por la variedad de datos geofísicos así como por la falta de unicidad inherente a los métodos geofísicos.

A continuación, en la Figura 3.2-1, mostramos varios de los distintos perfiles que se han utilizado para estudiar el cráter de Impacto. Estos perfiles fueron colocados sobre un mismo mapa para que la comparación. Para reunir los distintos perfiles sobre la zona de estudio se utilizaron figuras que aparecían en algunos artículos, las cuales fueron editadas usando Adobe Photoshop CS3.

La mayoría de las figuras que se muestran a lo largo de este trabajo también fueron generadas del mismo modo. Algunos perfiles son basados en datos magnéticos, otros en datos gravimétricos y la mayoría de los que aquí presentamos se basan en datos sísmicos. La razón de que la mayoría de los datos analizados aquí sean de naturaleza sísmica es

debido a que, varios de los trabajos se basan en este tipo de datos y que el trabajo a desarrollar en esta tesis utilizará datos sísmicos.

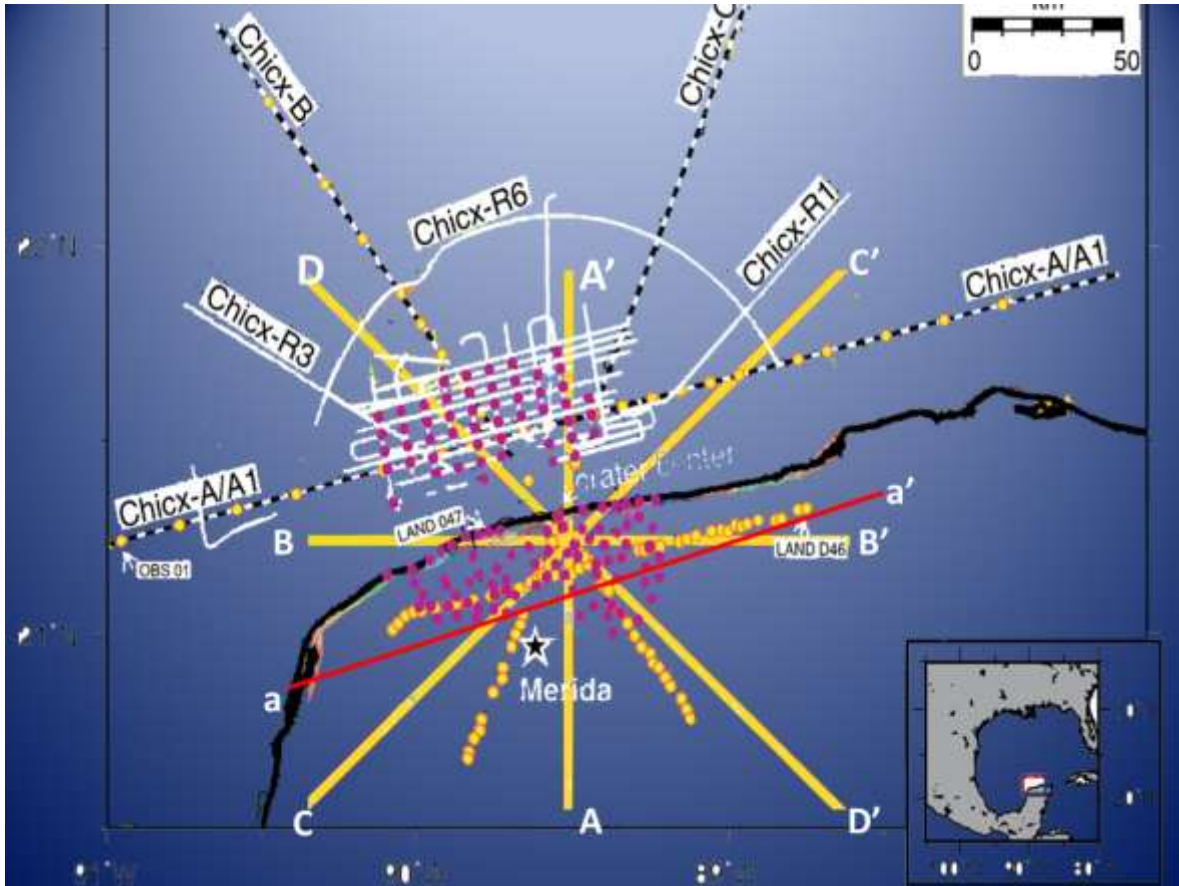


Figura 3.2-1 Diferentes perfiles geofísicos. El perfil a-a' , en color rojo, fue utilizado por Espindola en 1995; los distintos *Chicx-* son perfiles sísmicos utilizados por otros autores y los perfiles A-A' , B-B' , C-C' y D-D' , en color amarillo, son los utilizados por Rebolledo-Vieyra et al. en 2010 (Modificada de Espindola et al., 1995, fig. 2; Christeson et al., 2009, fig. 1 y Rebolledo-Vieyra et al., 2010, fig.1a).

Con la Figura 3.2-1 podemos valorar las “coincidencias y diferencias” de los modelos comparados. Por ejemplo: veamos que el perfil sísmico *Chicx- A/A1* es casi paralelo al perfil magneto-gravimétrico a-a' pero tienen un desfase de aproximadamente 60 km, mismo que deja un perfil en la parte marina y otro en su contraparte terrestre. Quizás pudiéramos compararlos; pero debemos ser cuidadosos y tener ciertas reservas porque, además del desfase, tenemos que son líneas basadas en datos geofísicos de naturaleza distinta. En general, hay que ser cuidadosos al comparar la mayoría de los modelos dado que la mayoría de los perfiles no coinciden, los datos son de naturaleza distinta e, incluso cuando los datos sean de la misma naturaleza, los métodos para obtener los parámetros pueden variar significativamente.

Los primeros modelos que compararemos serán el de Espindola et al., 1995 y el de Morgan et al., 1997. En la comparación se requiere considerar: a) el modelo de Espindola et al. (1995) está basado en datos magneto-gravimétricos; mientras que el modelo de Morgan et al. (1997), en datos de sísmica de reflexión y b) tenemos que los perfiles fueron realizados en diferentes direcciones y que incluso ni siquiera se cortan entre sí; como se puede observar en la Figura 3.2-1, donde el perfil a-a', en color rojo, es el hecho por Espindola et al., 1995 y los perfiles Chicx-A/A1/B/C son los que utilizó Morgan et al. en 1997. Una dificultad más para esta comparación es que Morgan et al., 1997, proporcionan sus perfiles sísmicos en tiempo, no en profundidad; sin embargo, aun así podemos comparar las características obtenidas por ambos autores y obtener información.

Espindola et al., (1995) concluye que el cráter de impacto tiene un alto estructural rodeado por un anillo asimétrico, tiene un pico compuesto (¿picos gemelos?), un diámetro de 200 km y un diámetro para el levantamiento central (o a como él lo llama -con algo de reserva- alto estructural o levantamiento estructural) de ~50 km. Él también sostiene que si el cuerpo central es de basamento levantado, entonces, la altura del levantamiento estructural del Chicxulub es de al menos 9 km pero él estima que debe ser de 14 km (Figura 3.2-2, bosquejo color rosa) y que este levantamiento estructural subyace a una capa de roca de fusión.

Los estudios sísmicos se llevaron a cabo en dos campañas de adquisición en 1996 y en 2005. Con los datos sísmicos de la campaña de 1996, Morgan et al., (1997) proponen litologías como anhidritas, carbonatos, rocas del terciario, brecha de impacto con roca de fusión y brechas de impacto. Respecto a la forma del cráter, propone una zona de bloques desplomados y un anillo de picos. Para Morgan et al., 1997, es una cuenca multianillo. La cuenca del Terciario contiene una cuenca anular y un anillo de picos con radio promedio de 40 km medidos al pico más alto. El anillo de picos es irregular, arrugado y yace a unos metros sobre el piso del cráter. Este anillo es angosto y sobresale de manera significativa en algunas zonas mientras que en otras es ancho y no sobresale tanto (200-600 m). La característica que realmente sobresale en las líneas sísmicas es la alta reflectividad de la corteza profunda. En conclusión, basándose en la separación de la zona de desplome intenso y un monoclinal externo que está aislado, Morgan et al., (1997) concluye que el Chicxulub tiene una morfología tipo cuenca multianillo y al menos tres anillos: un anillo de picos con diámetro promedio de 80 km, un anillo interno con diámetro alrededor de 130 km en la superficie y un anillo externo con un diámetro de aproximadamente 195 km en la superficie.

Observamos que cada uno de los estudios anteriores se enfoca en características distintas del cráter pero coinciden en algunas otras. Ambos encuentran un levantamiento central

en el cráter, un capa de roca de fusión y al menos un anillo; y difieren en que Morgan et al. (1997) proponen una zona de bloques desplomados y sugiere tres anillos, lo que colocaría al cráter Chicxulub dentro de la categoría de un cráter multianillo. Otros aspectos indispensables para hacer un modelo más completo son las distancias que proporcionan Morgan et al. (1997) para los anillos y las dimensiones que proporcionan Espindola et al. (1995) para el levantamiento central.

Ahora comparemos el modelo propuesto por Espindola en el año 1995 con el de Morgan et al. de 2000. La comparación gráfica de modelos se muestra en la Figura 3.2-2. Espindola et al., (1995) se basaron en el perfil a-a' que podemos ver en la Figura 3.2-1 mientras que Morgan et al., (2000) se basaron en una sección del perfil Chicx-A y en un perfil paralelo y casi coincidente- al perfil B-B' que se muestran en la misma figura. El primero es un perfil basado en datos magneto-gravimétricos mientras que el segundo es basado en datos sísmicos. Aunque son modelos que no tienen la misma dirección, aun así podemos obtener conclusiones importantes al igual que en la anterior comparación.

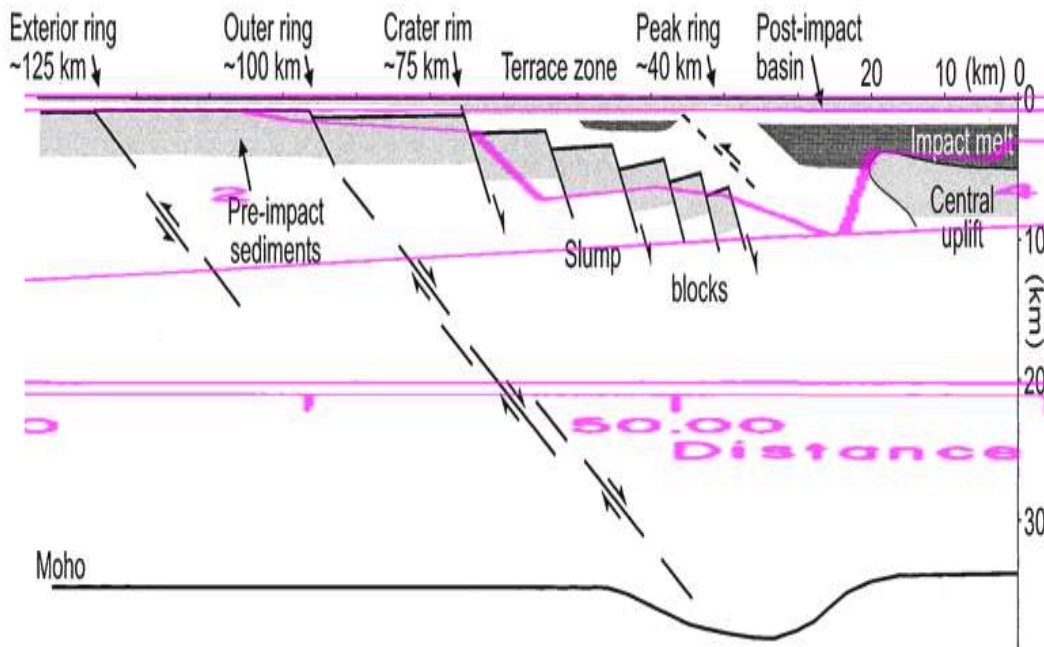


Figura 3.2-2 Modelos superpuestos. En color rosa, tenemos el modelo de Espindola et al., 1995; y en escala de grises, el de Morgan et al., 2000 (modificada de Espindola et al., 1995, fig. 6 y Morgan et al., 2000, fig. 2).

Como primer paso en la comparación de estos modelos veamos sus similitudes. Ambos autores consideran que hay un levantamiento central compuesto de material del basamento y/o de roca de fusión. Espindola et al. (1995) no considera una zona de terrazas; pero la topografía propuesta por él tiene la misma pendiente que la de la zona de terrazas de Morgan et al. (2000). Además, los sedimentos del terciario tienen un

espesor y ubicación muy parecida en ambos modelos. Por último notemos que la mayoría de los cambios de echado en el modelo de Espindola et al., coinciden con algún rasgo importante en el modelo de Morgan et al.; algunos de ellos son: el anillo externo, el borde del cráter y la falla justo debajo del anillo de picos, la cual apunta hacia otro cambio de pendiente importante: el que se da en la base del levantamiento central.

Ahora, notemos que la principal diferencia en los modelos es la geometría del levantamiento central; para Espindola et al. (1995) es de forma cóncava hacia abajo mientras que para Morgan et al., es cóncava hacia arriba y el ancho disminuye con la profundidad. Pero hay otras diferencias que deben ser mencionadas. Por ejemplo: Espindola et al. (1995) estima un diámetro de 50 km para el levantamiento central mientras que Morgan et al. (2000) proponen un diámetro de 30-45 km. El modelo magneto-gravimétrico de Espindola et al. (1995) sugiere un diámetro de 200 km para el cráter –al igual que Morgan et al. (2000)- y propone una geometría de un cráter con un solo anillo aunque no descarta la posibilidad de más. Por el contrario, Morgan et al. (2000) sugiere que el Chicxulub es un cráter con al menos tres anillos.

A diferencia de Espindola et al., (1995), que invierten parte del contenido de su artículo en aspectos metodológicos, Morgan et al., (2000) describen ampliamente la morfometría del cráter. Es por esta razón que en el siguiente párrafo mencionaremos la mayoría de las características que obtuvieron Morgan et al. en 2000.

Morgan et al. (2000) observan que las estructuras dentro del cráter incluyen un anillo de picos, un levantamiento del basamento profundo y una capa de roca de fusión, entre otras. Aunque esta última vive dentro de un diámetro de  $\sim 70$  km en la zona central, también se encuentra en las afueras del anillo de picos, como lo indica el pozo Y6. Esta gruesa capa de roca de fusión está constituida de brechas de impacto ricas en roca de fusión y parece tener un grosor máximo de 3.5 km en el centro del cráter.

Se observa una zona de alta velocidad en el centro del cráter la cual tiene de 30 a 45 km de diámetro y cuya cima se encuentra a unos 3 km de profundidad. Esta zona es el levantamiento central o, el anteriormente mencionado, levantamiento del basamento profundo.

El anillo de picos fue originalmente submarino y es por eso que Morgan et al. (2000) supone que su superficie superior ha sido alterada. Pero esta alteración no impide que se pueda inferir que el anillo de picos está constituido por material altamente brechado y material alterado del levantamiento central, o de brechas de impacto alógenas. Dado que el anillo de picos no muestra una señal en el campo de gravedad alta, ellos concluyen que

el material que lo compone tiene una densidad baja, comparable con la del relleno de la cuenca.

A parte del anillo de picos, el Chicxulub está formado por dos anillos externos asimétricos con escarpes que se entierran hacia el centro. Una de las características principales es el anillo externo que representa la expresión superficial de fallamiento que llega hasta el Moho. El Moho ha sido modificado entre los 25 y 50 km al centro del cráter y está ligeramente levantado cerca del centro del cráter. El máximo levantamiento del Moho directamente abajo del centro del cráter es de 2 km. Por último, Morgan et al. (2000) notaron que la cuenca central fue rellenada con sedimentos post-impacto del Terciario de aproximadamente 1 km de grosor.

También es instructivo comparar modelos hechos en años diferentes por un mismo grupo. Para ilustrar esto, veamos el caso de los modelos de Morgan y Christeson de 2002a y Morgan et al. de 2000, Figura 3.2-3. Estos modelos casi coinciden el uno con el otro excepto por unos pequeños desfases en las fallas más externas y profundas y por un bloque desplomado más que incluyen Morgan et al., (2000) en la parte más interna de la zona de terrazas, bajo el anillo de picos (~30 km del centro del cráter); el cual se aprecia de un color más claro debido a que no se superpone con el modelo de Morgan y Christeson de 2002a. Cuando modelos posteriores se comparen con el modelo de Morgan y Christeson (2002a) ya no será necesario compararlos nuevamente con el de Morgan et al. de 2000 ya que, como acabamos de ver son el mismo.

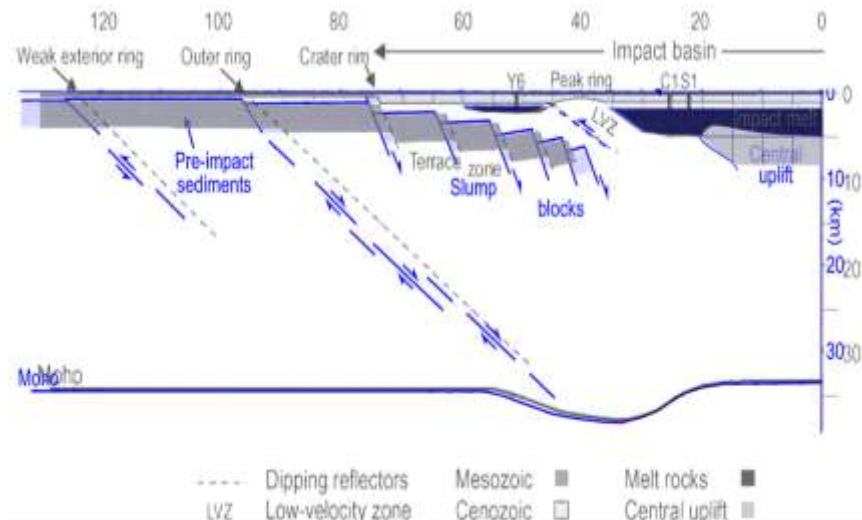


Figura 3.2-3 Modelos superpuestos. En azul, tenemos el modelo de Morgan et al., 2000; y en escala de grises, Morgan et al., 2002a (modificada de Morgan et al., 2000, fig. 2 y Morgan y Christeson, 2002a, fig. 2).



En la Figura 3.2-4 mostramos en tonos lilas, el modelo de Morgan y Christeson de 2002a el cual llega hasta el Moho y en tonos verdes el modelo de Vermeesch y Morgan de 2004, modelo que aparece nuevamente – y se aprecia mejor- en el panel izquierdo de la Figura 3.2-5. Como vimos anteriormente, no será necesario comparar el modelo de Morgan et al. de 2000 con el de Vermeesch y Morgan de 2004 ni con ningún otro porque las conclusiones serán las mismas que las obtenidas al utilizar el modelo de Morgan y Christeson de 2002a. Estos dos modelos no son los únicos que son similares, también el modelo de Senft y Stewart de 2009 es casi el mismo que el de Collins de 2008 como veremos más adelante.

Según Vermeesch y Morgan (2004), las estructuras dentro de la región central del cráter están basadas en los trabajos de Morgan et al. de 2000 y Morgan y Christeson, 2002a. Pero de la Figura 3.2-4 podemos ver que los modelos, si bien tienen cierto grado de ajuste, este no es exacto.

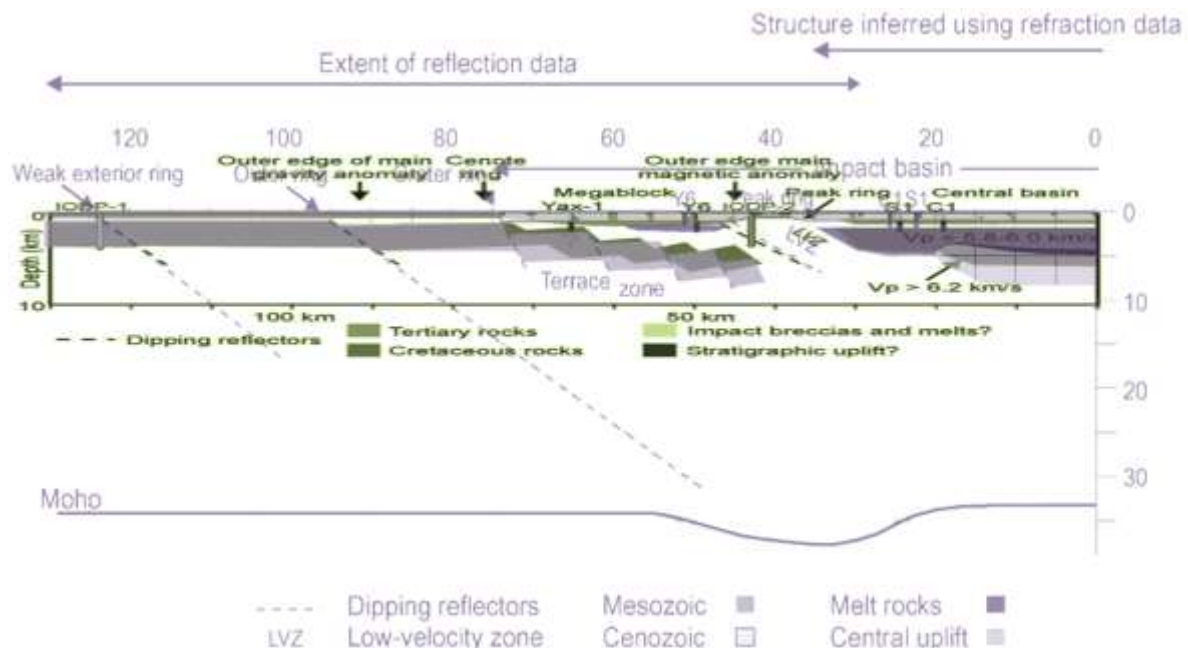


Figura 3.2-4 Modelos superpuestos. En tonos lilas con un levantamiento central cuadrículado, tenemos el modelo de Morgan et al. de 2002; y en tonos verdes con un levantamiento central negro, el modelo de Vermeesch y Morgan de 2004 (Modificada de Morgan y Christeson, 2002a, Fig. 2 y Vermeesch y Morgan, 2004, fig. 1b).

Como hemos visto hasta ahora, los modelos de los diferentes investigadores pueden coincidir o diferir en algunos puntos, o incluso diferir en las características que se estudian del cráter. Es por eso que en la historia se han escrito teorías que demuestran las restricciones, o incluso falsedad, de otras.

Es en este punto donde es destacable citar el artículo de Hildebrand et al. de 2003 en el que asegura que la interpretación hecha por Morgan en el año 2000 sobre el levantamiento central en la figura 1b de su artículo era incorrecta. En el 2004, Vermeesch y Morgan le responden a Hildebrand y aceptan que, en la conversión de velocidad a densidad, el modelo de densidades resultante no se ajustaría a los datos gravimétricos. Es por esto que Vermeesch y Morgan hacen un estudio exhaustivo de las propiedades mecánicas (densidades y velocidades) de 18 núcleos tomados del pozo Yaxcopoil-1 con lo que obtienen un nuevo modelo de densidades que satisface bien los datos sísmicos 3D y los datos gravimétricos. De la Figura 3.2-4 vemos que Vermeesch y Morgan (2004), basándose en la geometría del cráter de Popigai, consideran que el levantamiento central tiene una forma cóncava hacia arriba. Ellos también nos proporcionan datos muy valiosos como es la proyección del pozo Yaxcopoil-1 (Yax-1) al perfil Chicx-A, así como las proyecciones de los pozos Sacapuc-1 (S1) y Chicxulub-1 (C1).

En el modelo de Vermeesch y Morgan de 2004 se puede apreciar las velocidades que ellos obtuvieron así como características importantes tales como la cuenca central, el anillo de picos con un diámetro de 80-85 km, el borde externo de la anomalía magnética principal, el anillo de cenotes, y el borde externo de la anomalía de gravedad principal.

Del panel izquierdo de la Figura 3.2-5 vemos que el modelo de Vermeesch y Morgan de 2004 y el de Senft y Stewart de 2009, tienen la misma geometría salvo el levantamiento central. Aun cuando tienen geometría idéntica, las dimensiones no son las mismas, es decir, hay diferencias entre los modelos. Entre las principales diferencias destacan: los echados (ángulo) de las fallas; Senft y Stewart (2009) muestran las capas de la corteza (superior/media/inferior) mientras que Vermeesch y Morgan (2004), no; Vermeesch y Morgan (2004) muestran la zona de bajas velocidades (LVZ); la capa de roca de fundido por impacto de Vermeesch y Morgan (2004) está un poco más abajo que el de Senft pero no por mucho; y la diferencia más pronunciada es la forma del levantamiento central el cual se puede apreciar muy bien en la Figura 3.2-5.

En el panel derecho comparamos el modelo numérico de Christeson et al. de 2009 con la imagen-reflejo del modelo de Vermeesch y Morgan, 2004. Aunque el modelo de Christeson et al. (2009) es simple, parece ajustar a los sedimentos del Terciario así como a la falla que delimita la zona de baja velocidad (LVZ).

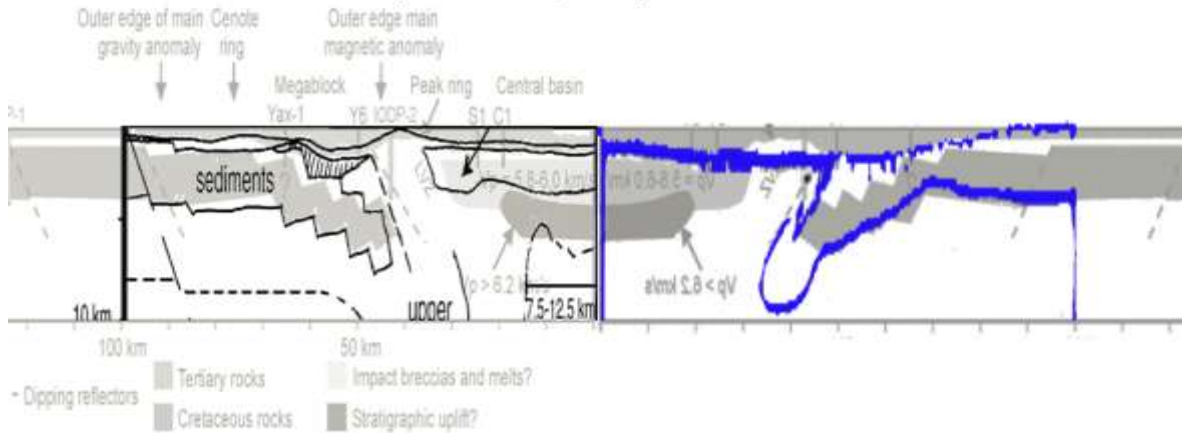


Figura 3.2-5 Modelos superpuestos. En tonos grises, tenemos el modelo de Vermeesch y Morgan, 2004 y su reflejo (en tonos grises más oscuros) en el panel derecho de la figura. En el panel izquierdo superponemos el modelo de Senft y Stewart, 2009, de color negro para poder comparar y en el panel derecho tenemos el modelo de Christeson et al., 2009, en azul (modificada de Vermeesch y Morgan, 2004, fig. 1b; Christeson et al., 2009, fig. 6b y Senft y Stewart, 2009, Fig. 6).

Otro trabajo interesante es el de Collins et al. de 2008, Figura 3.2-6, en el cual examina un perfil concéntrico al centro del cráter. Ellos observan que al momento del impacto: 1) no había capa de agua alguna en la parte noroeste y el espesor de los sedimentos alcanzaba los 3 km; y 2) en la parte noreste, la capa de sedimentos de 4-4.5 km estaba cubierta por un tirante de agua de 2 km. Estas condiciones son las causas más notables de la asimetría en la zona de terrazas. Dicha asimetría se presenta como una variación en la distancia del centro del cráter al inicio de la zona de terrazas, donde el inicio (empezando desde la parte más lejana al centro) se encuentra en el intervalo de 58 a 77 km, dependiendo del azimut, mientras que las partes más cercanas al centro se encuentran consistentemente entre los 40 y 43 km del centro del cráter. La asimetría no es sólo radial sobre la superficie de la tierra sino también en dirección vertical, lo cual puede observarse en los grosores de la capa terciaria la cual está entre  $\sim 0.3$ -2.5 km en la costa fuera y que en tierra tiene de 250 a 450 m en pozos fuera de la zona de terrazas, es decir, las profundidades a la que encontramos las diversas estructuras son variables.

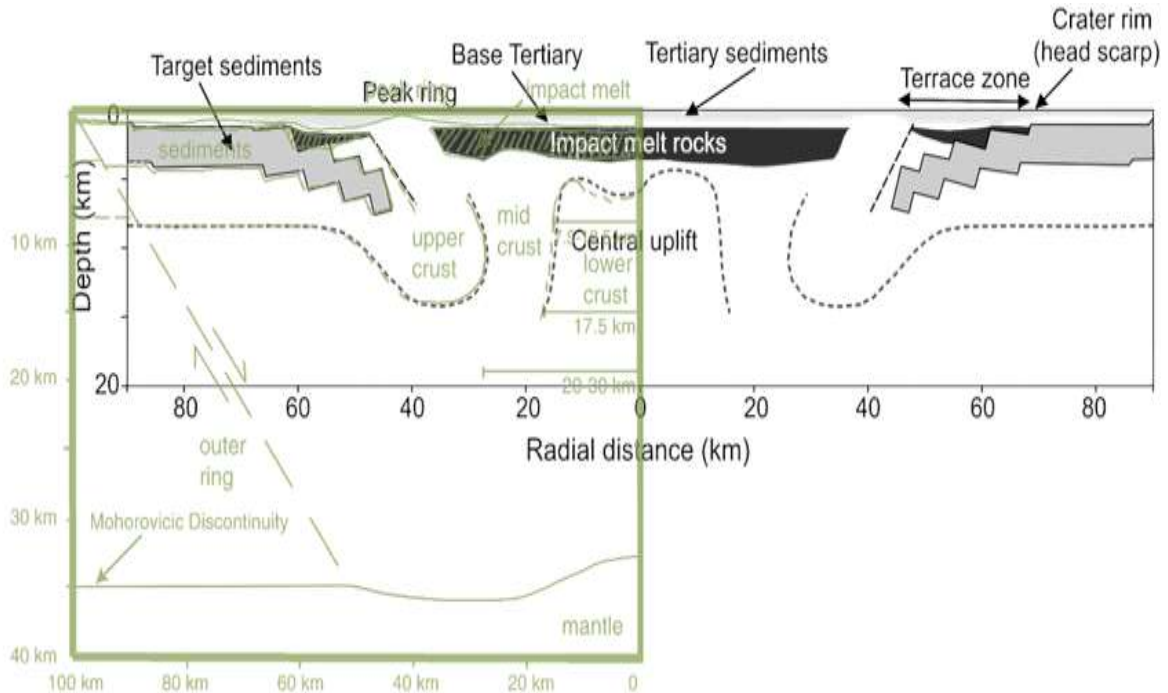


Figura 3.2-6 Modelos superpuestos. En tonos verdes, tenemos el modelo de Senft y Stewart, 2009; y en tonos grises, el de Collins et al., 2008 (modificada de Collins et al., 2008, fig. 2 y Senft y Stewart, 2009, Fig. 6).

En el año 2008, Gulick et al., nos dan una nueva perspectiva sobre la génesis del cráter. Ellos concluyen que las asimetrías en el cráter se deben, en mayor medida, a las asimetrías topográficas previas al impacto del meteorito y no al ángulo y trayectoria de impacto como la mayoría supone.

Gulick et al. (2008) encuentran que hay una capa de roca de fusión encima del levantamiento central. Por otro lado, los sedimentos del Terciario tienen un espesor de 0.1-0.2 km en la orilla oeste del cráter mientras que los del este tienen un espesor de hasta 2 km. Las fallas en la zona de Terrazas están enterradas por brechas y la zona de terrazas tiene de 70 a 85 km de radio. El autor no cita explícitamente cuál es la profundidad del Moho pero por la Figura 3.2-4 de su artículo vemos que se toma en 30 km, diferente a la profundidad de ~35 km que proporcionan Senft y Christeson en 2009. De la misma figura vemos que Gulick et al., (2008) también considera la existencia del abultamiento del manto. Gulick et al., (2008) reportan análisis sobre seis perfiles sísmicos en diferentes azimuts, tales perfiles son tomados desde el anillo de picos hasta el exterior del cráter. Las fallas en la zona de más exterior no muestran reactivación - salvo algunas excepciones - alguno durante la era Cenozoica, que los bloques en la zona de terrazas siguen un patrón de fallamiento normal y en algunas ocasiones de fallamiento inverso, que dichos bloques alcanzan hasta 2 km más de profundidad en la noroeste que en la

zona noreste y que tales bloques están, en general, más profundos en el oeste que en el este.

El año siguiente al trabajo anterior, el año 2009, Vermeesch et al. (2009) publican un trabajo sobre inversión conjunta de datos gravimétricos y sísmicos y no proporcionan datos relevantes para el modelo geométrico. En el modelo se asume que el levantamiento central se encuentra enterrado a unos 3 km y clasifica al Chicxulub como un cráter multianillado con un anillo de picos.

En cuanto al levantamiento central, es una zona anómala de alta velocidad sísmica, alta densidad y fuerte firma magnética, características que hacen pensar que esta estructura está formada por basamento. Este levantamiento central varía de forma de acuerdo al estudio realizado y al autor. Vermeesch et al. (2009) citan que el modelo de campo potencial muestra una cima plana a ~2 km de profundidad (Hildebrand et al., 1998) y el cual incrementa su ancho con la profundidad mientras que el modelo de refracción sísmica muestra una cima cóncava hacia arriba a 3 km de profundidad y que disminuye su ancho con la profundidad (Morgan et al., 2000, 2002a).

Senft en el 2009 reconoce el trabajo de Collins et al. de 2008 y utiliza el modelo de Collins del Chicxulub como un gran cráter de impacto, al igual que Ortiz-Alemán, 2010 el cual clasifica al cráter como un gran cráter complejo. Senft dice que el modelo fue una recopilación de Grieve et al., 2008; Lana, et al., 2003 y Morgan, et al., 2000 pero el resultado es el modelo de Collins et al. de 2008 el cual puede verse al superponer los dos modelos en cuestión como en la Figura 3.2-6. El ajuste es totalmente perfecto.

Combinando los dos modelos obtenemos un modelo el cuál llega hasta el manto. Senft y Stewart (2009) nos aseguran que dentro de la orilla del cráter hay terrazas delimitadas por fallas y que hay fallas que se extienden hasta el manto a unos 35 km de profundidad – valor obtenido, a ojo, de su figura 6. Ya que mencionamos el manto, es muy comparativo decir que en la figura 6b del trabajo de Christeson et al. (2009), se aprecia una profundidad para el manto que es muy cercana a la proporcionada por Senft y Stewart (2009). Asimismo es importante decir que el modelo numérico de Senft et al. (2009), reproduce las principales características de los tres cráteres terrestres más grandes conocidos en la Tierra: Vredefort, Sudbury y Chicxulub.

Muchos aspectos concernientes al cráter Chicxulub se han estudiado, y un ejemplo de ello es el trabajo de Christeson et al. en 2009, el cual se centra en la descripción del límite manto-corteza y sobre todo en el abultamiento del manto. Tanto Christeson como Senft hacen modelado numérico, sus resultados son muy parecidos y aquí los comparo con el modelo recopilado por Senft y Stewart (2009), o lo que es el mismo el de Collins et al.

(2008). Se nota fácilmente de la Figura 3.2-7 que el mejor modelo numérico de estos dos autores es el de Senft a como explicaremos adelante.

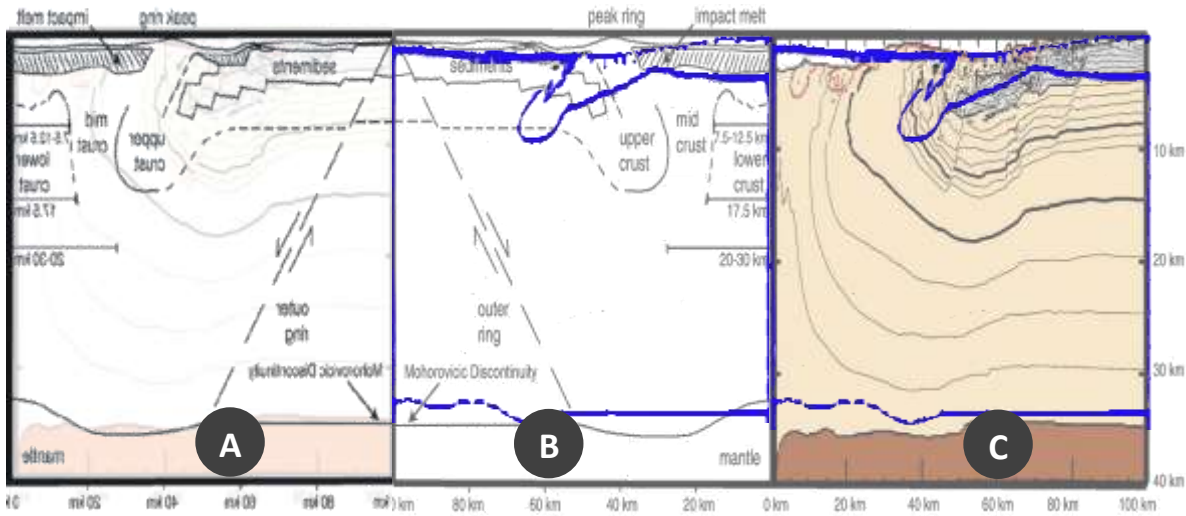


Figura 3.2-7 Modelos superpuestos. En el panel izquierdo se comparan el modelo numérico y recopilado de Senft y Stewart, 2009. En el panel central se comparan el modelo numérico de Christeson et al., 2009 y el recopilado por Senft y Stewart en 2009. En el panel derecho se traslaparon los modelos numéricos de los dos autores antes mencionados (modificada de Christeson et al., 2009, fig. 6b y Senft y Stewart, 2009, Fig. 6).

En los paneles A y B se muestra el modelo recopilado por Senft y Stewart (2009) y en el panel A la imagen que se obtiene al reflejar el recopilado por Senft y Stewart, 2009 que se muestra en B. En A podemos comparar el modelo recopilado y el numérico de Senft y Stewart, 2009; aquí vemos que la distancia al Moho es muy parecida con la obtenida mediante datos sísmicos así como la profundidad, grosor y forma de los sedimentos del terciario. También los límites y forma de los diferentes elementos de la corteza (superior/medio/inferior) son reproducidos con un muy buen ajuste. Senft y Stewart (2009), además, en su modelo numérico, reproducen la gran falla -aunque desfasada- que se extiende hasta el Moho, dicha falla se aprecia mejor como pliegues en el panel C. En los paneles B y C tenemos en azul el mejor modelo numérico de Christeson, en uno podemos ver la imagen reflejo del otro. En B podemos ver el ajuste de Christeson, 2009 y el recopilado por Senft y Stewart, 2009.

Al observar el panel C vemos que el modelo de Christeson et al. (2009) y el de Senft y Stewart (2009) coinciden aproximadamente en la profundidad a la Discontinuidad de Mohorovicic pero no tanto en la capa de sedimentos del terciario. De los dos modelos numéricos el más aproximado a los datos reales es el de Senft y Stewart, (2009), conclusión a la que se puede llegar al comparar lo paneles A y B. También podemos ver que el modelo de Christeson et al., (2009) está más suavizado a como se puede apreciar

en la zona de terrazas comparada con la zona de terrazas de Senft en la cual se pueden apreciar los bloques desplomados. Senft y Stewart (2009) también nos proporciona zonas de roca de fundido que coinciden aproximadamente con las obtenidas con datos geofísicos. Es claro entonces que el mejor modelo numérico es el de Senft y Stewart (2009).

Christeson estima que el levantamiento central es de unos 18-20 km de material de la corteza inferior dato que concuerda con el propuesto por Vermeesch et al. en el 2009 pero no con el de Espindola et al., (1995), quien propone una altura de 14 km para el levantamiento central.

Para el año 2010, Ortiz-Alemán y Urrutia Fucugauchi separan las fuentes magnéticas en dos grupos principales: el primero es asociado con las rocas de fusión y; el segundo con el levantamiento central, el cual se supone contiene rocas magnéticas provenientes del basamento.

En su estudio, totalmente magnético, observa que la parte costafuera del cráter muestra mayores amplitudes de las anomalías -lo que se puede atribuir a una distribución asimétrica de la capa de roca de fusión y de las brechas ricas en roca de fundido, ó del levantamiento central.

Los ajustes de los modelos no son únicos, por eso la ambigüedad en los mismos. Por ejemplo, en este artículo podemos ver cómo Ortiz-Alemán y Urrutia Fucugauchi (2010) construyen un modelo en el que proponen que las anomalías centrales provienen de una profundidad aproximada de hasta 8 km pero en realidad es sólo una especulación porque el modelo se puede ajustar bien ya sea cuando la fuente fuera más profunda o aun cuando fuera un poco más somera. Esto mismo es evidente en su artículo donde en una parte propone que las fuentes magnéticas en la zona central provienen de una profundidad entre 2.0-4.5 km y más adelante propone que provienen de una profundidad de 3.5-8.0 km. Esto se debe a la ambigüedad del método utilizado.

En la Figura 3.2-8 se muestra un bosquejo donde se resumen las principales características mencionadas por Ortiz-Alemán et al., en 2010. Para comparar y tener una referencia, pusimos de fondo el modelo de Collins et al., de 2008. Ortiz-Alemán et al., asocian las anomalías magnéticas con la capa de roca de fusión, las brechas superiores (secuencia roca de fundido/brechas) y el levantamiento central (fuentes más profundas), que presentan de tres a cuatro órdenes de magnitud comparadas con señal de las unidades carbonatadas adyacentes que, como la mayoría de los carbonatos, son diamagnéticas.

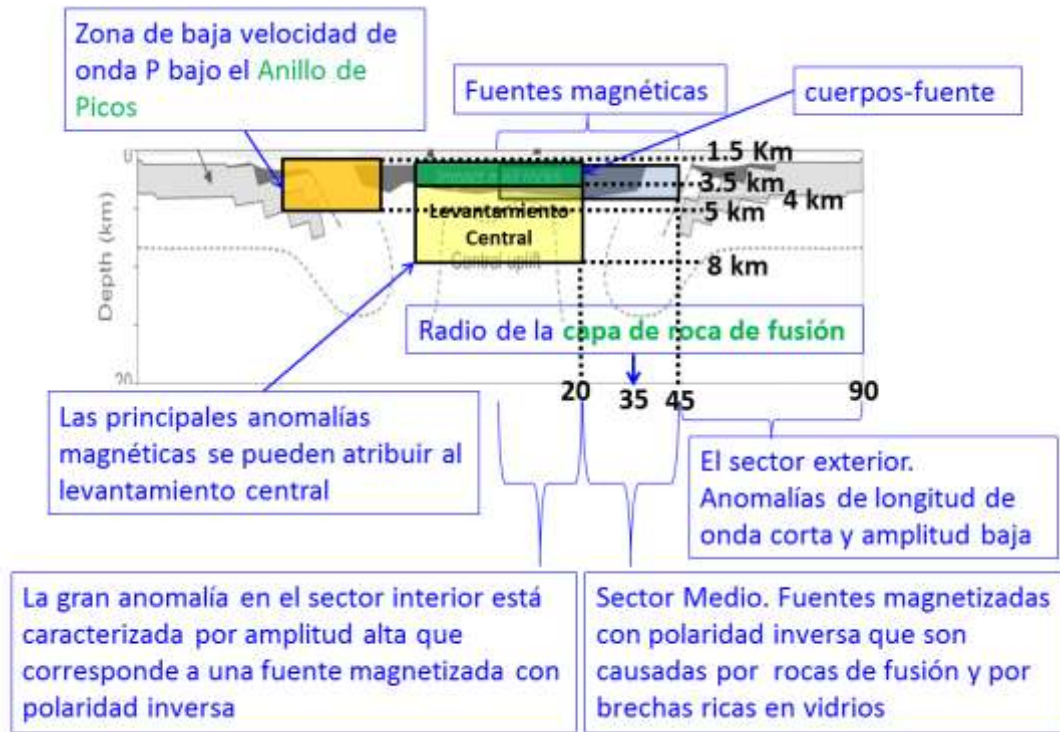


Figura 3.2-8 En tonos grises, tenemos el modelo de Collins et al., 2008; y en colores transparentes y cuadros de diálogo, el modelo de Ortiz-Alemán et al., 2010 (modificada de Collins et al., 2008).

Es difícil comparar el modelo de Rebolledo-Vieyra et al., de 2010, perfil A-A' con otros modelos obtenidos mediante datos sísmicos ya que la dirección de los perfiles sísmicos difiere por un desfase de  $\sim 60$  km del perfil A-A' de Rebolledo-Vieyra et al., (2010), y en otros casos varía incluso el ángulo de dirección; además, en el artículo de Rebolledo-Vieyra et al. de 2010 no menciona cuál es el centro del cráter para tener un punto de referencia. Pero aun así podemos hacer una comparación con algún modelo basado en datos sísmicos; por ejemplo, tomemos el modelo de Collins, 2008 que se muestra de fondo, en tonos grises en la Figura 3.2-8. En esa figura notamos que el levantamiento central está por debajo de los 3,300 m que es la máxima profundidad que Rebolledo-Vieyra muestra en sus figuras para el levantamiento central; la roca de fusión alóctona brechas de impacto (relleno negro en Collins) en ambos flancos está más esparcidas en el modelo Rebolledo-Vieyra et al., (2010), de hecho Rebolledo-Vieyra las extiende hasta las orillas del cráter; este último muestra fallas incluso sobre el levantamiento central mientras que Collins las restringe a zonas más externas. Rebolledo no muestra claramente ni menciona la ubicación del anillo de picos; Collins, sí. La altura del levantamiento central es muy parecida en los dos modelos y, aunque los modelos están desfasados, Rebolledo-Vieyra et al., (2010) ubican el levantamiento central a una profundidad mayor. El espesor de los sedimentos del Terciario es la zona que más está de acuerdo para ambos modelos.



Cambiando de datos sísmicos a datos magnéticos y dado que los dos son modelos basados en datos magnéticos, también comparamos el modelo de Espindola de 1995 con el de Rebolledo-Vieyra et al. de 2010, ambos en la Figura 3.2-9. El modelo de Espindola et al., (1995) es sobre un perfil desviado ligeramente de la dirección E-O (el perfil a-a') y el modelo de Rebolledo-Vieyra et al., (2009) es sobre el perfil A-A'. Escogimos el perfil A-A' en al caso de Rebolledo-Vieyra et al., (2009) porque es el que ajusta mejor, incluso mejor que el perfil B-B' o el C-C' que están en direcciones más parecidas a la dirección E-O. Aun cuando las direcciones difieren, las similitudes son tremendas y se muestran en la Figura 3.2-9. Por ejemplo: la falla central se puede distinguir en ambos modelos en una ubicación muy parecida; el levantamiento central tiene casi la misma dimensión en ambos modelos y en ambos aparece la gran falla en la cúspide del mismo; la secuencia sedimentaria del Mesozoico tiene aproximadamente la misma forma y espesor; los sedimentos del terciario coinciden en casi todo el rango mostrado; el aspecto del lado derecho de ambos modelos es muy semejante aunque con cierto desfase; aquí se aprecian las brechas que reportó Espindola y que Rebolledo-Vieyra detalla aún más –aunque este no especifica cada una, sólo las clasifica por colores de acuerdo a sus susceptibilidades magnéticas. El desfase se observa a lo largo de todo el rango. El modelo de Espindola se ajustaría aún mejor si fuera aproximadamente 1000 m más somero.

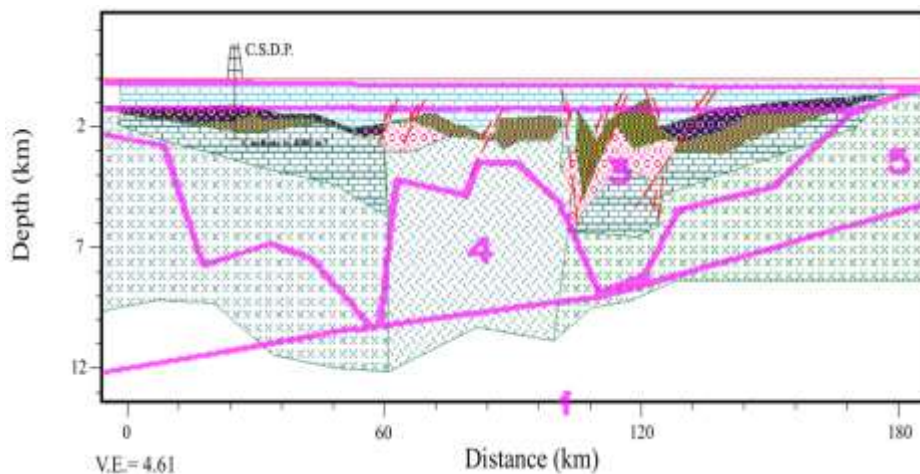


Figura 3.2-9 Modelos superpuestos. Delineado en color rosa, tenemos el modelo de Espindola, 1995; y cuenta con las siguientes secciones: 1. Basamento, 2(no se indica pero está a la izquierda del 4 y sobre el basamento) y 5. Secuencia sedimentaria del mesozoico, 3. Material de relleno (brechas y basamento fracturado), 4. Capa de roca fundida por impacto y/o basamento. La figura de patrones coloreados es de Rebolledo-Vieyra et al., 2010, perfil A-A' y se pueden distinguir varias litologías, pero él no especifica cuáles corresponden con la figura. Las que se pueden distinguir fácilmente son los carbonatos de Cenozoico, los de Mesozoico, el levantamiento central y las brechas (Modificadas de Espindola et al., 1995, Fig. 7 y Rebolledo-Vieyra et al., 2010 Fig. 3a).

El trabajo de Rebolledo-Vieyra et al. de 2010 propone un modelo del cual muestra cuatro perfiles en las direcciones A-A', B-B', C-C' y D-D' mostradas en la Figura 3.2-1. Basando su modelo en datos Aeromagnéticos estima la profundidad del levantamiento central entre los 2000 y 3000 m de profundidad aunque en los perfiles D-D' y C-C' se observan zonas con un levantamiento central tan somero como los ~1300 m mientras que en el perfil C-C' se observan profundidades para el levantamiento central que llega casi a los 3,300 m de profundidad; pero en promedio él asegura que el levantamiento central se encuentra a los ~2500m de profundidad.

Analizando otras características de cráter, en el perfil C-C', observamos un diámetro del levantamiento central de ~35 km; en el perfil A-A' y D-D', uno de ~40 km –aunque Rebolledo-Vieyra et al. (2010) citan que el diámetro del perfil A-A' es de ~20 km- y en el perfil B-B' se observa un diámetro de ~55 km. Por lo tanto, podemos concluir que el levantamiento central no tiene simetría cilíndrica. Por otro lado se estima que la cima de las brechas de impacto se encuentra a aproximadamente 1000 m de profundidad en la porción central de la anomalía. Este autor también clasifica las brechas de impacto en suevitas y brechas tipo Bunte. La primera la divide en tres tipos los cuales clasifica de acuerdo a su susceptibilidad magnética. La segunda es más profunda. No podemos distinguir fácilmente -con los datos magnéticos- las brechas tipo bunte y la mega brecha de la tipo suevita debido a los materiales que las conforman: Carbonatos y evaporitas, que tienen susceptibilidades dentro del rango diamagnético, y por lo tanto, no tienen una señal magnética notoria. Él menciona observar cinco anillos concéntricos, aunque en la figura 2b de su artículo sólo se aprecian cuatro anillos. En el modelo estructural propuesto por él se observa un conjunto de fallas de ángulo alto que explican los altos y bajos de la señal magnética en la sección Sur del cráter.

En resumen, los modelos pueden ser comparados entre sí; pero no se puede decir que cierto modelo seleccionado es el perfecto. Vimos que incluso los modelos que están sobre el mismo perfil y con el mismo tipo de datos tienen discrepancias debido al método de procesado utilizado. Más adelante estudiaremos otras secciones sísmicas comparándolas con los resultados que obtengamos de este trabajo.

## 4 Atributos sísmicos

El estudio de la traza sísmica se ha hecho con la teoría de Fourier, pero no ha sido suficiente ya que este tipo de análisis solamente proporciona información sobre una porción larga de la traza; es decir, al calcular propiedades promedio, el análisis de Fourier no permite el análisis de variaciones locales (Taner et al, 1979). Con la traza compleja se pueden examinar estas variaciones y, además, es útil en problemas de interpretación (Barnes, 1996). A pesar de la falta de localidad del análisis de Fourier, este sirvió para pensar que era útil separar –en el dominio tiempo– la información de amplitud de la información de Fase (Barnes, 2007). Esto es precisamente lo que realiza este análisis: separa la información de amplitud de la información de Fase y estos dos son los *atributos sísmicos* más usados.

### 4.1 Fundamentos Matemáticos

En un punto de la traza sísmica los atributos instantáneos describen una senoide que se ajusta localmente a la traza, es decir, en una pequeña región alrededor de un cierto tiempo  $t_0$ , la traza sísmica se puede aproximar con una senoide de frecuencia  $f(t_0)$ , una fase y una amplitud  $A(t_0)$  que cambia exponencialmente. En concreto, el análisis de la traza compleja muestra a la traza sísmica como una sucesión continua de funciones seno que tienen frecuencia constante y amplitud con tasa de cambio exponencial (Barnes, 2007).

La traza sísmica se puede estudiar desde un punto de vista de variable compleja y puede ser vista como la parte real de una traza compleja. La transformada de Hilbert de la parte real de esta traza compleja es la que, hasta el momento, funciona mejor en este tipo de análisis. La ventaja de este análisis es que dicha traza se puede separar en dos funciones independientes, a saber, amplitud instantánea y el coseno de la fase. En un tiempo dado, la amplitud instantánea es el valor máximo que puede alcanzar la traza sísmica bajo una rotación de fase constante  $\gamma$ ; la fase instantánea, el ángulo de rotación requerido para que la traza alcance el máximo. Esta es la esencia del análisis de la traza compleja –separar la información proporcionada por la amplitud de la proporcionada por la fase (Barnes, 2007).

Dado que toda la información proveniente de la amplitud está en la amplitud instantánea, el coseno de la fase representa el control automático de ganancia perfecto AGC ya que es la traza sísmica con todos los contrastes de amplitud excluidos y se utiliza para revelar continuidades en las reflexiones y detalles de las mismas (Barnes, 2007).

Los demás atributos se derivan de la amplitud y fase instantánea mediante diferenciación, promedio, combinación o transformación. Los atributos derivados más importantes son: frecuencia, cambio de amplitud relativa, longitud de onda, echado y azimut. La mayoría de los atributos son mejorados mediante filtrado y promedios pesados (Barnes, 2007).

La envolvente de la traza es una buena medida de la fuerza de reflexión. Esta envolvente no tiene una definición consistente pero puede describirse como una función suave que conecta todas las crestas de la onda. Al ser independiente de la polaridad, la envolvente con polaridad opuesta debe conectar los valles de la onda. Dado que también es independiente de la fase, esta envolvente no cambia pero aun así conecta las crestas, incluso cuando la traza sísmica es rotada en fase por un ángulo constante. Esto efectivamente define a la envolvente de la traza sísmica en un tiempo dado como el máximo valor que puede alcanzar dicha traza bajo una rotación de fase constante. La amplitud instantánea cuantifica las amplitudes sísmicas sin importar su polaridad o fase aparente y se utiliza principalmente para distinguir eventos brillantes (Barnes, 2007). En la práctica esta amplitud se aproxima por el atributo amplitud RMS.

La amplitud y fase instantáneos se relacionan con la traza sísmica y su cuadratura mediante una conversión de coordenadas cartesianas a polares (Figura 4.1-1).

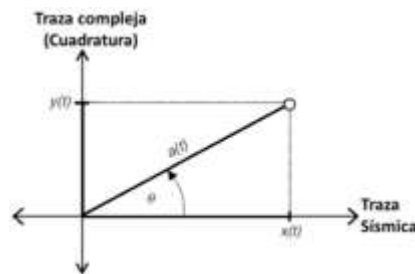


Figura 4.1-1 La amplitud instantánea  $a(t)$  y fase instantánea  $\theta(t)$  se derivan de la traza sísmica  $x(t)$  y de la traza de cuadratura  $y(t)$  por medio de una conversión de coordenadas (Barnes, 2007).

A continuación se muestra una tabla que resume la teoría de atributos sísmicos con las notaciones que cada autor utiliza.

	1979-Taner et al.	2007-Barnes	1996-Barnes
Dimensión	1D		2D
Traza sísmica (parte real de la Traza)	$f=f(t)=A(t)\cos\theta(t)$	$x=x(t)=a(t)\cos\theta(t)$	$X=X(x,t)$
Traza compleja (Sección compleja)	$F=f+f^*=A(\cos\theta+j\sin\theta)$ $=A\exp(i\theta)$	$z=x+iy=a\exp(i\theta)$	$Z=X+iY=A\exp(i\theta)$
Cuadratura (conjugado, imaginario) Traza real rotada -90°, traza obtenida mediante la transformada de Hilbert	$f^*=A\sin\theta$ el asterisco como superíndice indica la conjugación o, lo que es lo mismo, la parte imaginaria	$y= a\sin\theta$	$Y = h^* X$ $h=h(x,t)=$ Operador Transformada de Hilbert *= Convolución
Amplitud instantánea, envolvente de la traza, fuerza de reflexión	$A =  F(t)  = \sqrt{f^2 + f^{*2}}$	$a =  z  =  zz^*  = \sqrt{x^2 + y^2}$	$A =  Z  = \sqrt{X^2 + Y^2}$
Fase Instantánea	$\theta = \arctan \frac{f^*}{f}$	$\theta = \arctan \frac{y}{x}$ $\Theta = \arg(z) = \text{Im} [\ln(z)]$	$\theta = \arg(Z) = \arctan \frac{Y}{X}$
Frecuencia Instantánea $f_x$ =Frecuencia espacial Instantánea $f_T$ =Frecuencia Temporal Instantánea equivalente a la frecuencia 1D <b>K</b> = Número de onda instantáneo	$\frac{d\theta}{dt} = \omega(t)$ Frecuencia temporal (dependiente del tiempo)	$f = \frac{1}{2\pi} \frac{d\theta}{dt}$ $f = \frac{1}{2\pi} \text{Im} \frac{z'}{z}$	$f = f_x \hat{X} + f_T \hat{t}$ $f = \frac{1}{2\pi} \nabla \theta = \frac{V}{4\pi} \frac{\partial \theta}{\partial X} \hat{X} + \frac{1}{2\pi} \frac{\partial \theta}{\partial t} \hat{t}$ V= Velocidad para la conversión de tiempo a profundidad
Cambio de amplitud relativa		$b(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{d \ln A(t)}{dt}$ $= \frac{1}{2\pi A(t)} \frac{dA(t)}{dt}$	Longitud de Onda Instantánea $\sigma = \frac{V}{4\pi} \frac{\partial}{\partial X} \log A \hat{x} + \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial t} \log A \hat{t}$ $= \frac{1}{2\pi} \nabla \log A = \sigma_x \hat{x} + \sigma_t \hat{t}$

Tabla 4.1-1 Comparación de las diversas notaciones y denominaciones utilizadas por Taner y Barnes para varios parámetros relacionados con la traza sísmica compleja. En el primer renglón se muestran los nombres de los artículos y el año en que fueron publicados.

## 4.2 Envolverte de la Traza

Este atributo sísmico también conocido con los nombres de *Amplitud Instantánea* ó *Fuerza de Reflexión* es uno de los más importantes debido a que son una consecuencia directa del análisis de la traza compleja y es independiente de la fase (Taner, 1979). La ecuación que lo define aparece en la Tabla 4.1-1 y es la misma para los caso 1D, 2D y 3D (Barnes, 2007).

La envolvente de la traza nos proporciona una medida de los arribos de energía (la energía instantánea total, PETREL help) y tiene máximos en puntos que están en fase. Estos máximos pueden ser crestas, valles o pueden estar compuestos de múltiples reflexiones. Los valores altos están relacionados con cambios litológicos importantes como los que se dan a través de discordancias o los producidos por cambios rápidos del nivel del mar o ambientes depositacionales. En este trabajo se espera observar valores altos de este atributo para los cambios litológicos terciario-cretácico-roca de fusión. Los valores altos también se asocian con acumulaciones de gas. Los cambios locales que se dan rápidamente se asocian a acumulaciones de hidrocarburos –si las condiciones son favorables- o a fallamiento. Las acumulaciones de hidrocarburos, especialmente gas, pueden mostrar reflexiones de amplitudes altas, conocidas como *puntos brillantes*. Sin embargo, estos puntos brillantes pueden ser no comerciales, es más, algunas zonas productivas no muestran tales puntos brillantes (Taner, 1979). Este atributo muestra claramente cambios litológicos que pudieran no ser aparentes en la sísmica (PETREL, help).

La envolvente de la traza es un atributo físico y puede ser usado, en concreto, para distinguir efectivamente las siguientes características: Puntos brillantes, reflectividad, acumulaciones posibles de gas, límites de secuencias, efectos de Thin-bed tuning, discordancias, cambios importantes de litologías, cambios laterales que indican fallamiento, correlación espacial con porosidad y otras variaciones litológicas, indica el grupo (no la componente fase) de la propagación de la onda sísmica (Taner, 2000).

## 4.3 Fase Instantánea

En los perfiles que muestran este atributo podemos observar que cada valor correspondiente a una cresta, valle u otro punto de la traza real tiene asociado un color de tal manera que ángulo de la fase pueda ser seguido de traza a traza. La visualización se hace en grados usando la rueda de colores para desplegar continuamente la fase (Taner, 1979). El mayor atractivo de este atributo es que resalta las reflexiones débiles debido a que es un atributo que no depende de la amplitud de las trazas, como puede observarse

de la ecuación que la define y aparece en la Tabla 4.1-1 (Taner, 1979). La fase instantánea se relaciona con la fase de propagación del frente de onda sísmico. Ya que en la mayoría de los casos los frentes de onda se definen como líneas de fase constante, este atributo es físico y puede ser usado como: el mejor indicador de continuidad lateral, se relaciona a la componente fase de la propagación de la onda; puede ser utilizado para calcular la velocidad de fase, muestra todos los eventos porque no tiene amplitud alguna; aunque muestra discontinuidades es mejor para mostrar continuidades, límites de secuencia, estratificación y se usa en el cálculo de la frecuencia instantánea y aceleración.

Con la fase instantánea también podemos seguir reflectores que varían su amplitud por lo que es muy útil para muestra la geometría de reflectores de interés como son el del Jurásico-Cretácico y el del Cretácico-Terciario. Este atributo resalta reflexiones débiles pero también resalta el ruido (PETREL help). Con esto en mente podemos darnos cuenta que resalta discontinuidades, fallas, eventos con diferentes echados y que interfieren con otros, etc. En particular, tenemos que es efectivo para resaltar *on-laps* y *off-laps* (Taner, 1979).

## 4.4 Coseno de la Fase

El coseno de la fase instantánea se muestra en blanco y negro, y por lo regular, se usa como fondo para otras las visualizaciones de otros atributos. Aunque no tiene la misma resolución que la fase instantánea se usa más que ella debido a que muchos interpretes están más familiarizados con visualizaciones de este tipo y los horizontes se pueden seguir más fácilmente (Taner, 1979). El coseno de la fase se usa para guiar la interpretación en zonas difíciles de seguir en visualizaciones tales como la envolvente de la traza o para mejorar la delineación estructural. Se usa con la fase instantánea para comparar (PETREL help).

Al aplicar un Control Automático de Ganancia (AGC) se pueden cambiar (que no se desea) las características del evento reflejado. Esto hace al coseno de la fase más atractivo porque conserva estas características. Esta visualización contiene todos los detalles de la fase instantánea y muestra la continuidad lateral deseada. Este atributo no contiene información alguna de amplitud (Taner, 2000).

## 4.5 Frecuencia Instantánea

Para este atributo, al igual que los pasados, encontramos su ecuación en la Tabla 4.1-1. Muchos de los eventos son el resultado de varias reflexiones provenientes de un conjunto de reflectores muy cercanos entre sí que tienen prácticamente el mismo contraste de

impedancias acústicas y espaciamiento. Por ejemplo, las variaciones en los bordes de las interfaces hidrocarburo-agua tienden a cambiar la frecuencia instantánea más rápidamente. Un corrimiento hacia frecuencias bajas (sombra de frecuencias bajas) se observa debajo de arenas gasíferas, condensados y yacimientos de aceite. Las sombras de frecuencias bajas aparecen, frecuentemente, inmediatamente debajo de las zonas petrolíferas. A profundidades mayores se observan patrones normales (Taner, 1979).

La atenuación de la señal, frecuentemente, ocasiona cambios espectrales que se manifiestan como sombras de frecuencias bajas (zonas anómalas caracterizadas por un contenido pobre de frecuencias altas). Estas sombras pudieran indicar la localización de un cuerpo con un Q bajo, (tal como una arena gasífera, la cual atenúa fuertemente la señal sísmica), pero éste no siempre es el caso. Las sombras de frecuencia baja verdaderas son muy difíciles de detectar debido a que la interferencia –que es mucha y varía muy rápidamente– disfraza los efectos de la atenuación. La frecuencia instantánea es una medida del espaciamiento entre reflectores (Barnes 2007).

El atributo de esta sección tiene aplicaciones como en la industria petrolera, ya que los yacimientos de gas y aceite reducen las frecuencias altas. Ayuda a medir la periodicidad de intervalos geológicos y puede ser útil para correlacionar horizontes a través de fallas. Este atributo sufre de inestabilidad debido al ruido lo cual hace que algunas veces sea difícil de interpretar. También indica propiedades de la roca tales como hidrocarburos, detección de zonas fracturadas, cambios en espesores (*thickness*) y cambios laterales de litología (PETREL, help).

Correlaciona lateralmente, indica las orillas (*edges*) de estratos (*beds*) delgados, indica yacimientos de hidrocarburos por anomalía de baja frecuencia –este efecto es acentuado, a veces, por arenas no consolidadas debido al aceite contenido en los poros-, indicador de zonas fracturadas las cuales se ven como zonas de baja frecuencia, muestra zonas caóticas, indicador de espesor de los estratos –Frecuencias altas indican interfaces agudas (*sharp interfaces*) o estratificación delgada de lutitas, por el contrario, frecuencias bajas indican estratificación rica en areniscas-, indica razón Arenas/lutitas en ambientes clásticos.



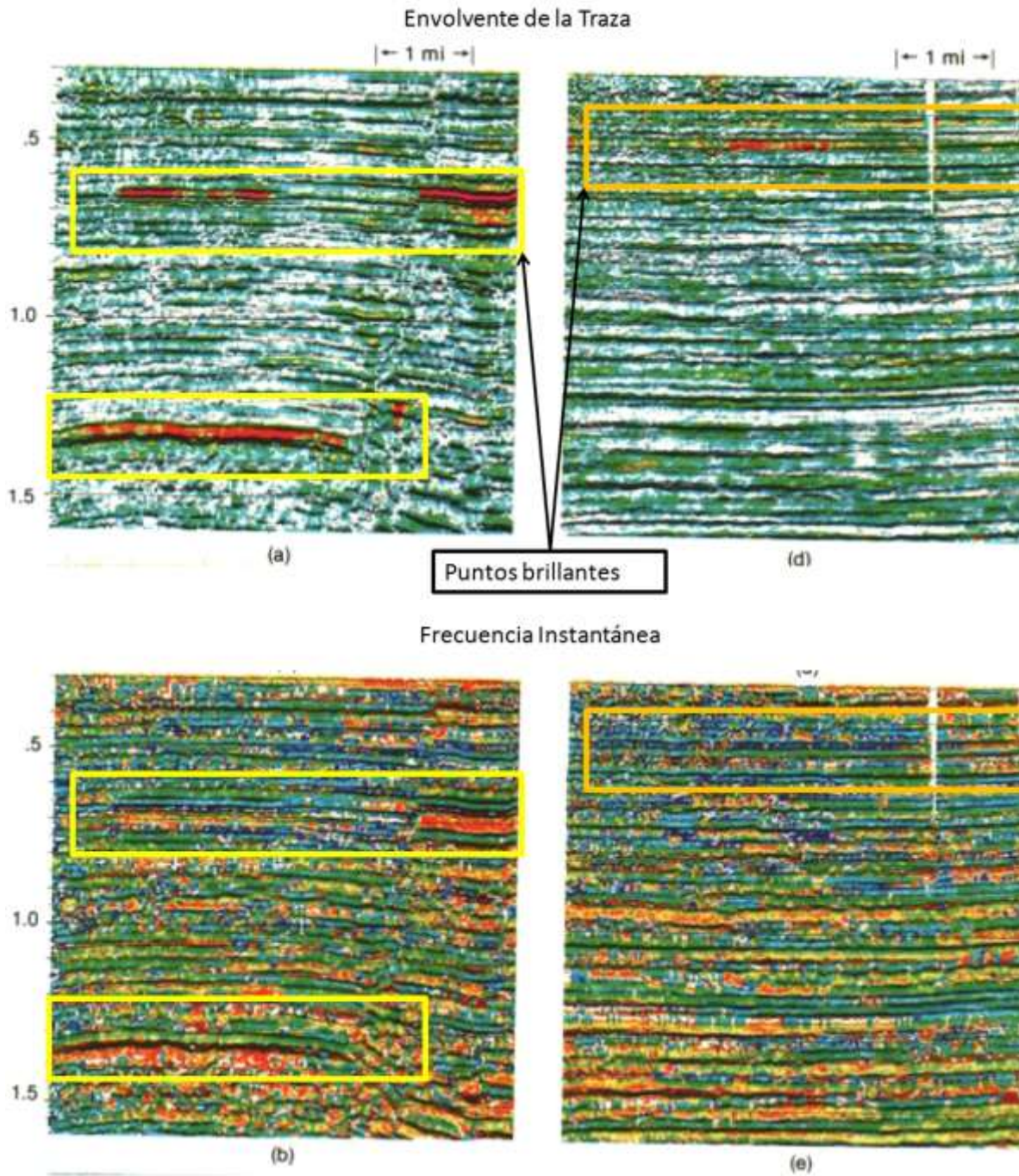


Figura 4.5-1 Los atributos muestran dos tipos de puntos brillantes (en rojo) en los recuadros (a) y (d). El primero es un yacimiento no comercial de gas y el segundo es un depósito de conchas.

## 4.6 Caos

Una textura caótica en los datos sísmicos es una medida de la falta de organización en la estimación del echado y el acimut (PETREL, help). El echado lateral es consistente para zonas con reflectores paralelos por lo que este echado tiene una desviación estándar pequeña. Por el otro lado, los reflectores de las zonas caóticas tienen mayor coherencia lateral pero sus echados varían más rápidamente tanto en tiempo como en espacio. Las zonas no reflectoras tienen semblanza lateral promedio baja pero sus echados tienen una desviación estándar alta. Este atributo se calcula con la desviación estándar de los echados y pesándolos con la semblanza lateral.

$$\text{Chaotic}(t) = \sigma(t) \text{Semb}(t) \quad \text{Ecuación 4.6-1}$$

Este atributo puede ser afectado por trayectorias de migración de gas, intrusiones de cuerpos salinos o por una textura caótica (Taner, 2000).

Otras características que detecta este atributo son las Chimeneas de Gas (*Gas chimneys*); Textura interna de Arrecifes (*Reef internal texture*), Cenotes, (*Sink holes*); rellenos de canales (*channel infill*), fallas y discontinuidades (*Faults/discontinuities*).

Ventajas de este atributo:

- No hay tendencia de traza (*trace-bias*). Opuesto a otros atributos como Coherencia, semblanza, varianza, etc.
- Es invariante ante la amplitud. Produce el mismo resultado tanto en zonas de baja amplitud como en zonas de alta amplitud.
- Es invariante ante la orientación (*Orientation-invariant*). Obtiene el mismo resultado para la misma firma sísmica independientemente de si son estratos inclinados o no (Randen, 2000).
- Para este atributo no se requiere parámetro alguno y las zonas con textura caótica tendrán un valor alto de este atributo mientras que las zonas carbonatadas que sean masivas y tengan ruido no coherente (*incoherent noise*), como las reflexiones caóticas, mostrarán valores pequeños.

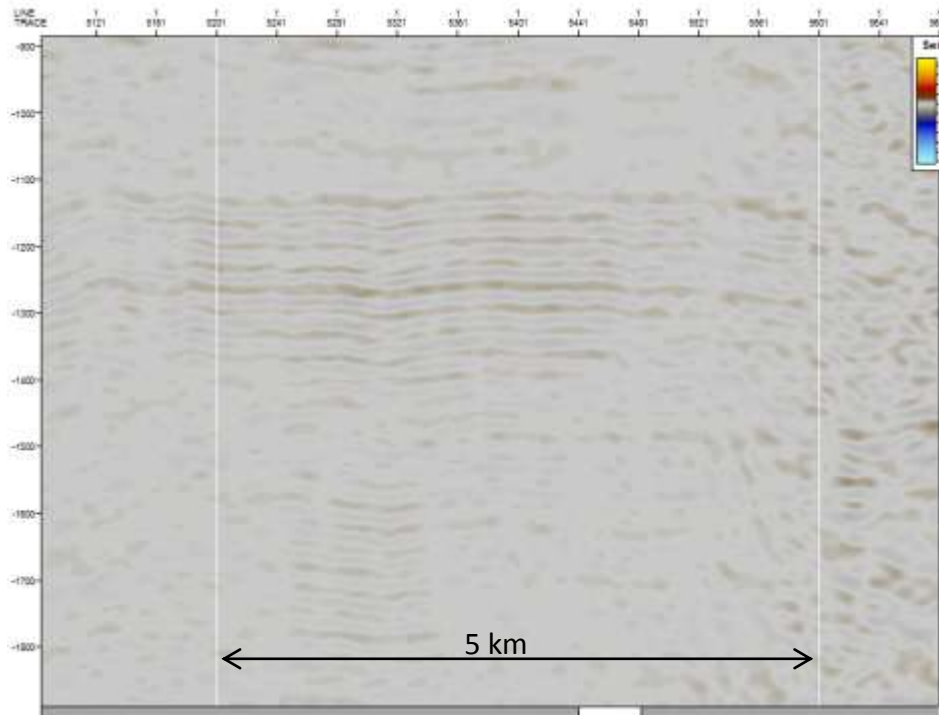


Figura 4.6-1 Sección del perfil ChicxR3 donde se aprecian claramente varios horizontes.

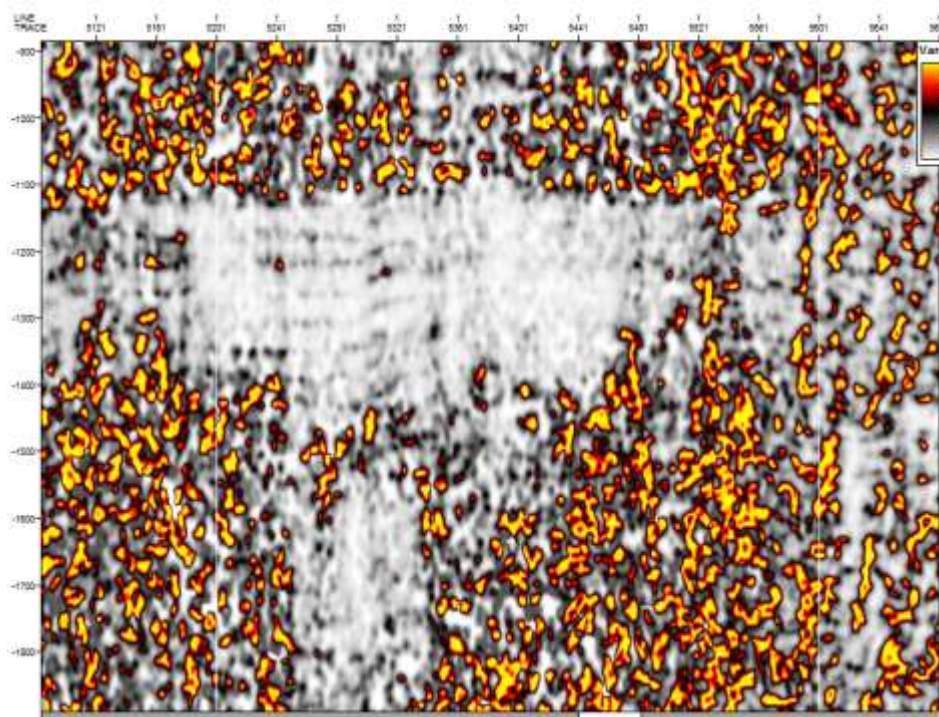


Figura 4.6-2 Atributo Chaos correspondiente a la figura anterior. Se aprecia claramente la zona de reflectores continuos (zonas blancuzcas) y las zonas caóticas (amarillas). También distingue fallas geológicas.

# 5 Adquisición y Acondicionamiento de datos sísmicos

Uno de los objetivos de este trabajo es investigar los detalles estructurales de las líneas sísmicas por lo que antes de empezar cualquier interpretación es aconsejable procesarlas de tal manera que el ruido se reduzca al máximo y las estructuras se distinguan mejor.

Para entender mejor estos datos y obtener la mayor información posible de ellos, se muestra a continuación el flujo de trabajo para realizar el procesado básico. Este flujo de trabajo incluye desde la adquisición de los datos hasta el procesado mismo, posteriormente se muestra un procesado especial debido a que las líneas ChicxR1 y ChicxR3 todavía mostraron mucho ruido. Este posprocesado se hace con una herramienta del software PETREL llamada *Structural Smoothing*.

## 5.1 Adquisición

Las líneas sísmicas que utilizaremos en este trabajo fueron adquiridas en el año 2005 en un esfuerzo conjunto de la Universidad Nacional Autónoma de México, la University of Texas, el Imperial College y la University of Cambridge. En total se adquirieron 1822 km de líneas sísmicas de reflexión de las cuales en este trabajo se analizarán las líneas R1, R3 y R5. Los datos que se adquirieron en ese año incluyen una malla de perfiles de alta resolución, un perfil concéntrico, tres perfiles radiales, así como datos de refracción (Figura 5.1-1) (Collins, 2008). Para obtener estos perfiles se utilizaron 28 sismómetros de fondo oceánico y 87 sismómetros de tierra (Gulick et al., 2008).

El volumen total de este arreglo era de 6947 in<sup>3</sup> con lo que se generaron señales con una frecuencia dominante de  $\sim 40$  Hz, lo que permitió tener una resolución vertical de  $\sim 15.5$  m para profundidades menores a un kilómetro.

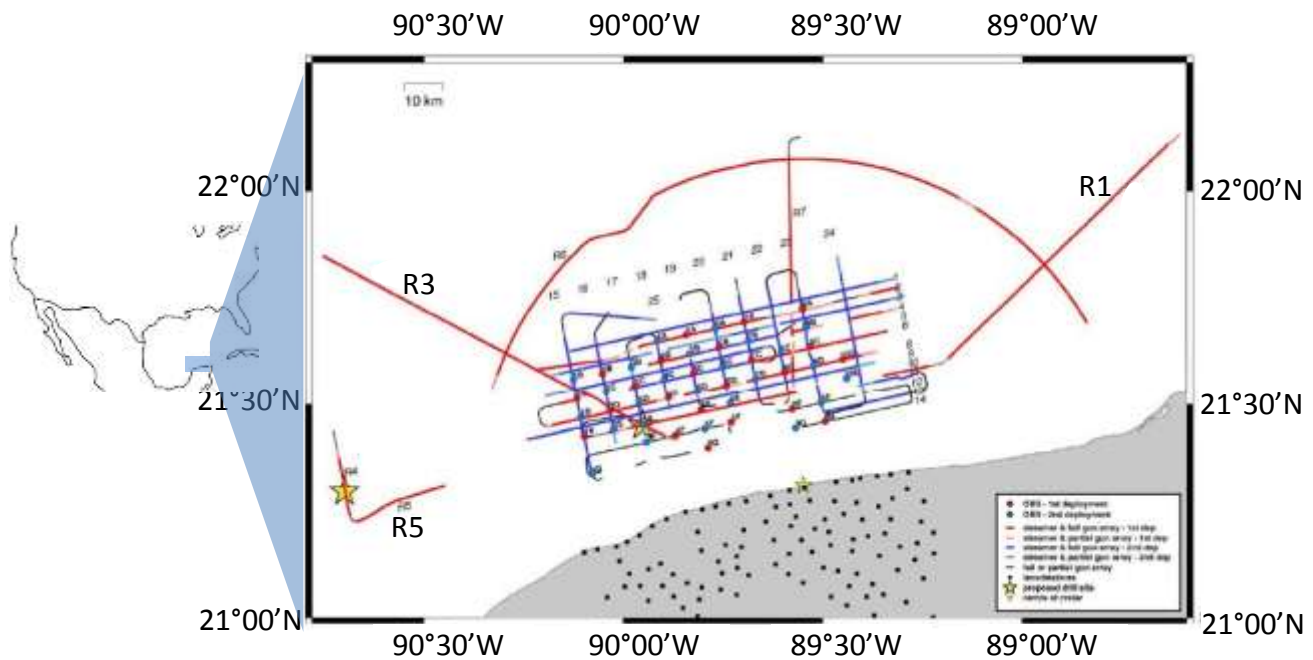


Figura 5.1-1 Área de estudio. Modificada del reporte del crucero (ew0501cruiserpt).

Muchos de los parámetros de adquisición, así como otros de esencial importancia se muestran más accesibles y resumidos en las siguientes tablas:

Tipo de Receptor	Hidrófono : <i>Streamer</i>
<u>Antena a la fuente</u> (metros)	55.3
Número de Canales registrados	480
Longitud de Canal (metros)	12.5
Profundidad Cable Receptor (metros)	7
Volumen de la fuente (pulgadas cúbicas)	6947
Presión de Fuente (bars)	138
Número de fuentes	20
Profundidad de la fuente (metros)	6
Sistema de procesado	Paradigm Geophysical Focus 5
Control de disparo	Distancia
Intervalo de disparo (metros)	50
Intervalo de muestreo (microsegundos)	2000
Duración del registro (segundos)	14
Retraso del Registro	no

Tabla 5.1-1 [Parámetros de Adquisición sísmica tomada de la página web de la UT.](#)

Línea	LAT	LONG	No. de disparos	Comentarios	Distancia* al centro del Cráter
ChicxR1	22.139707	-88.60084	-20	Comienza la línea (y la rampa cuesta arriba)	135
	22.108861	-88.6351	56	Rampa completa	
	21.611729	-89.18315	1636	Se apagaron 10 pistolas para preparar el inicio de la siguiente línea	
	21.602315	-89.19377	1666	Término de la línea	49
ChicxR3	21.41972	-89.8639	-194	Se inicia la rampa y da el primer disparo	36
	21.424965	-89.89337	-135	Rampa cuesta arriba completa	
	21.848405	-90.75147	1874	Fin de la línea	139
ChicxR5	21.225986	-90.66821	225	Inicio de la línea	117
	21.308519	-90.44920	713	Se apagan las pistolas neumáticas debido a la alta velocidad del viento	94

Tabla 5.1-2 Algunos datos importantes de las líneas sísmicas. (Tomada del reporte del crucero ew0501cruiserpt). \*Las distancias fueron calculadas usando la páginas webs del [National Weather Service](#) y de la [Federal Communications Commission](#) así como las coordenadas del centro del cráter propuestas por Morgan en 1997 (21.3°N, 89.54°W).

	ChicxR1	ChicxR3	ChicxR5
<b>Formato</b>	Punto flotante 32 bits		
<b>Intervalo de Muestreo</b>	4 ms		
<b>Distancia entre trazas</b>	12.5m		
<b>Muestras por traza</b>	3584		
<b>Número de Trazas</b>	6985	8513	2193
<b>Tiempo (ms)</b>	0-(-14,332)	0-(-14,333)	0-(-14,332)
<b>X</b>	3150-90450	3050-109,450	14,250-41,650
<b>Longitud total (km)</b>	87.3	106.4	27.4

Tabla 5.1-3 Parámetros de las líneas sísmicas obtenida directamente de los datos.

## 5.2 Secuencia Básica de Procesado

En la secuencia de proceso de datos sísmicos se tiene:

1. Deconvolución (*deconvolution*)
2. Apilamiento (*stacking*)
3. Migración (*migration*)

La deconvolución actúa sobre el tiempo, su efecto principal es el de mejorar la resolución temporal al comprimir la ondícula y elimina el efecto de la función de entrada u ondícula. El apilamiento es un proceso de compresión, es la suma de las trazas para un punto medio común (PMC ó CMP). Antes del apilamiento es necesario aplicar la corrección dinámica para cada traza de cada CMP. El resultado del apilamiento es una sección apilada. El apilamiento de CMP es una aproximación de una sección de offset cero. Finalmente, la migración es comúnmente aplicada en los datos apilados. La migración es un proceso que colapsa las difracciones y desplaza los eventos inclinados en una sección, a su posición real en el subsuelo. En este sentido, la migración es un proceso de deconvolución espacial, que mejora la resolución lateral.

Existen muchos otros procesos secundarios e intermedios en el procesamiento de datos sísmicos. Para tener una descripción más detallada de la secuencia básica de proceso de datos sísmicos, se presenta a continuación:

### 1. Pre-procesamiento:

1.1. Demultiplexado. Los datos de campo son registrados y almacenados usando cierto formato. Los datos son almacenados según el tiempo, así para cierto tiempo de arribo tenemos todos los canales (geófonos) juntos, a esta forma de almacenamiento se le llama multiplexada. Para el procesamiento de los datos sísmicos es necesario demultiplexar los datos, esto es, ordenarlos según punto de tiro. Así se obtienen los gather de punto de tiro común (*common shot point*).

1.2. Reformateo (remuestreo). Generalmente los datos son registrados en campo con un intervalo de muestreo de 2 ms. Para reducir el tiempo y costo del procesamiento de los datos, es necesario remuestrearlos a 4 ms.

1.3. Editado. La edición de los datos incluye la eliminación de las trazas ruidosas, registros de señales en mono-frecuencia, y la corrección de polaridades invertidas.

1.4. Corrección por divergencia esférica. La energía de la fuente de las ondas se concentra en el frente de onda. Mientras se propaga la onda en un frente de onda semiesférico (aproximadamente), la energía por unidad de área del frente de onda disminuye,

considerando que la energía es la misma que generó la fuente, porque el área del frente de onda aumenta. Entonces, la energía por unidad de superficie disminuye en forma inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre la fuente y el receptor. Y la amplitud disminuye de forma inversamente proporcional a la distancia entre la fuente y el receptor. También es necesario aplicar una función exponencial para compensar la pérdida de energía y amplitud por atenuación.

1.5. Consideración de la geometría de campo. Colocación o ubicación correcta de las fuentes y receptores en el levantamiento, esta información es escrita en los encabezados de las trazas. Este proceso precede la aplicación de una ganancia dependiente del offset.

1.6. Aplicación de las estáticas de campo. Esta corrección sólo es aplicada para levantamientos en tierra. Consiste en eliminar el efecto de la topografía sobre la que se colocó el arreglo de fuentes y receptores. Consiste, básicamente, en llevar todas las fuentes y receptores a un nivel de referencia, que puede ser fijo o flotante (como un suavizado de la topografía).

**2. Deconvolución y balance de trazas.** Típicamente, la convolución pre-apilamiento es usada para mejorar la resolución temporal al comprimir la ondícula hasta un impulso (o muy cercano a uno), esta deconvolución es llamada impulsiva. La deconvolución predictiva es usada para eliminar las reflexiones múltiples de los registros. Después de la deconvolución impulsiva, las trazas contienen más energía de alta frecuencia. Pero con esta deconvolución se refuerzan las señales y el ruido, ambos de altas frecuencias, por lo que es necesario aplicar un filtro pasa-bandas para eliminar el ruido. Además hay que aplicar algún tipo de balance de trazas para llevarlas a un nivel común rms (root-mean-square, raíz media cuadrática).

**3. Ordenamiento por CMP.** En el demultiplexado las trazas se agruparon por punto de tiro común. Ahora, para realizar los procesos siguientes, es necesario agrupar las trazas por punto medio común (PMC, CMP). Generalmente se usa como sinónimo de CMP a CDP (*common depth point*), pero estos puntos coinciden verticalmente únicamente en el caso de reflectores horizontales.

**4. Análisis de velocidad.** En los CMP gathers, los eventos debidos a un reflector, tienen forma hiperbólica debido a que sufren retraso en tiempo dependiendo del offset. La ecuación de estas hipérbolas, para cada reflector es:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad \text{Ecuación 5.2-1}$$



Donde  $t_0$  es el tiempo de offset cero,  $x$  es el offset y  $v$  es la velocidad del intervalo. Para hacer el análisis de velocidad, se aplica esta ecuación al CMP gather utilizando un intervalo de velocidades, para cada velocidad aplicada, se apilan las trazas y el valor obtenido se grafica en una gráfica de velocidad vs. tiempo (espectro de velocidades), cada uno de los máximos corresponden a la velocidad rms para la profundidad (tiempo) en el que se encuentra cada máximo.

**5. Corrección NMO.** También llamada corrección dinámica (porque la magnitud de la corrección depende del tiempo). Se trata de llevar todos los arribos de un evento a un mismo nivel, el de la traza de offset cero. Se hace aplicando la fórmula

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad \text{Ecuación 5.2-2}$$

utilizando las velocidades rms para cada intervalo, obtenidas en el análisis de velocidad.

**5.1. Borrado (*muting*).** La corrección NMO es mayor mientras más somero sea el evento, porque la velocidad es menor, así que los eventos sobre el primer arribo generalmente se deforman (NMO stretching), esta información no nos sirve, por lo que debe ser eliminada o borrada de las trazas.

**5.2. Apilamiento.** Una vez hecha la corrección por NMO, sumamos todas las trazas del CMP gather, así obtenemos una traza representativa de todas las trazas con el mismo CMP. El apilamiento ayuda a mejorar la relación señal/ruido y a atenuar cierto tipo de ruido coherente, como reflexiones múltiples (que generalmente se después antes del apilamiento) y ground troll.

**6a. Corrección estática residual.** Si después de hacer la corrección NMO con las velocidades obtenidas en el espectro de velocidades, los eventos pueden no ser totalmente planos. Este fenómeno se atribuye a irregularidades en las velocidades superficiales o a variaciones laterales de velocidad. La corrección consiste en llevar todas las trazas a un nivel de referencia, como en la corrección estática.

**6b. Análisis de velocidad.** Después de aplicar la corrección estática residual es necesario volver hacer el análisis de velocidades, para mejorar la selección de las velocidades NMO.

**7. Aplicación de filtro pasa-bandas, variante en el tiempo.** Antes de aplicar este filtro, generalmente se usa la deconvolución predictiva para eliminar los múltiples. La aplicación de algún filtro pasa-bandas variante en el tiempo elimina las bandas de frecuencia ruidosas.

**Ganancia.** Se usa para resaltar las reflexiones débiles. Este proceso modifica las amplitudes reales, así que debe aplicarse después de hacer análisis de amplitudes, como AVO, AVA, etc.

**8. Migración.** Si se aplica la migración, generalmente se hace antes de aplicar la ganancia anterior. La migración colapsa las difracciones y mueve los eventos o reflectores inclinados hacia su verdadera posición en el subsuelo.

**Ganancia.** Después de la migración, se puede aplicar el mismo tipo de ganancia usado después de la aplicación de algún filtro variante en el tiempo, cuando no se migran los datos.

## 5.3 Procesado de las Líneas ChicxR1, ChicxR3 y ChicxR5

Los datos de año 2005 fueron registrados en formato SEG Y y procesados usando Paradigm Focus 5.3. El flujo de trabajo con esta plataforma se detalla en el apéndice de la tesis llamada *The Chicxulub impact crater and oblique impact*, que defendió Matthew A. McDonald para obtener su grado de *Master of Science in Geological Sciences* en diciembre de 2006. Grosso modo, el procesamiento de los datos fue de la manera siguiente (<http://www.ig.utexas.edu/sdc/>):

- Se editaron los shot gathers para eliminar el ruido y acentuar la razón Señal/Ruido
- Borrado, selección de velocidades y apilamiento
- Deconvolución
- Blanqueamiento del espectro
- Filtro pasa-banda de forma trapezoidal que permitió frecuencias de 3 a 75 Hz a los 0 segundos y frecuencias de 8 a 100 Hz a los 14.336 segundos. Este filtro fue acoplado con un filtro FK
- Después de apilar, se efectuó una migración en tiempo del tipo Kirchhoff

## 5.4 Postprocesado (Suavizado Estructural)

Como se mencionó antes; el objetivo de este trabajo, entre otros, es mostrar los detalles estructurales líneas sísmicas en cuestión, por lo que debemos delinear el sistema de fallas en la zona así como los horizontes principales. Para lograr este cometido, antes de aplicar un atributo que resalte las fallas, como el atributo Caos, es aconsejable utilizar otro atributo para reducir el ruido de la sísmica. El atributo llamado *Structural Smoothing* (Suavizado Estructural), que proporciona el software PETREL, es un prospecto muy

eficiente para realizar esta tarea. Esta herramienta del software tiene las opciones de suavizado *inline*, *crossline* y *vertical*. Los perfiles sísmicos en cuestión, que fueron suavizados con el Structural smoothing, no recibieron suavizado vertical debido a que este puede fusionar varios horizontes en uno solo y por cuestiones de detalle se prefirió dejar todos los horizontes. El suavizado en las otras direcciones se fue probando de tal manera que la disminución del ruido fue máxima, pero sin alterar la estructura de los horizontes, es decir, sin fusionarlos. El resultado de esta eliminación de ruido se muestra en la Figura 5.4-2a y b para el caso de toda la línea ChicxR3; y en las Figura 5.4-3a y b para comparar resultados más finos.

Para delinear los horizontes, el atributo del párrafo anterior es un muy buen comienzo. Si aun así no es posible seguirlos se pueden utilizar atributos más continuos, por ejemplo: el coseno de la fase, la envolvente o los atributos de segunda derivada (PETREL help).

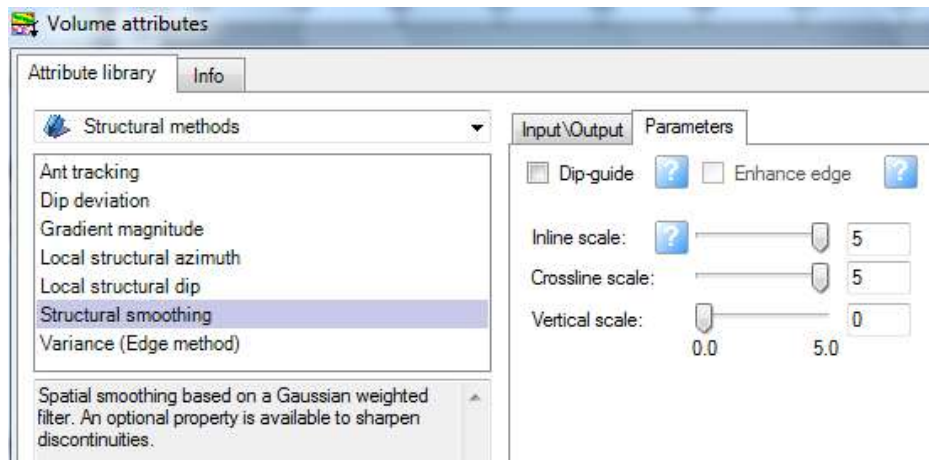


Figura 5.4-1 Ventana de PETREL para el uso del Structural Smoothing

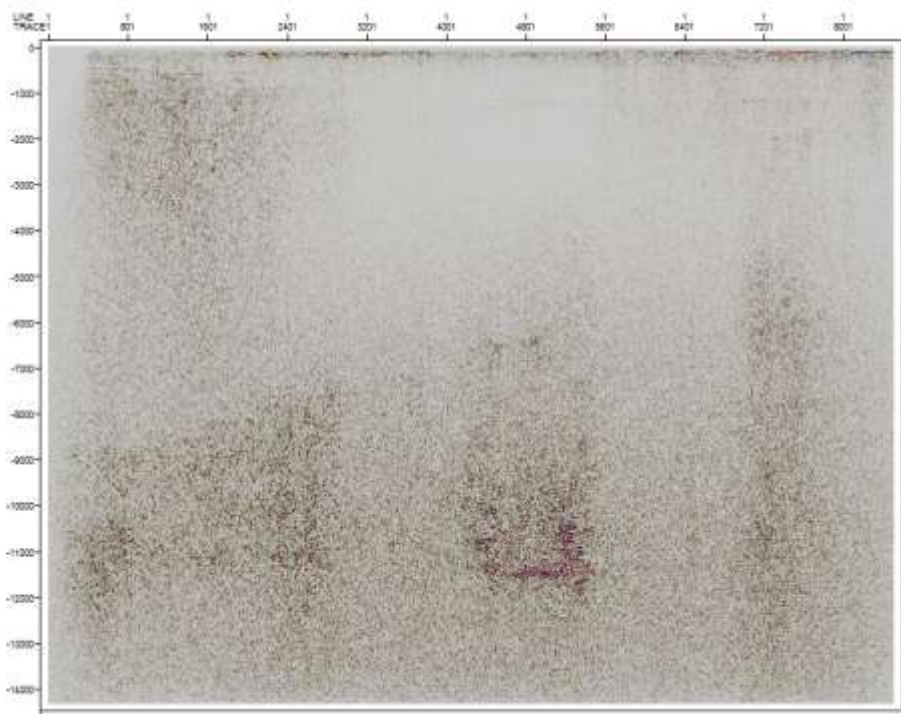


Figura 5.4-2 Perfil sísmico ChicxR3 completo antes de experimentar el suavizado estructural (structural smoothing). Su correspondiente Figura 5.4-4 se encuentra en la siguiente página.

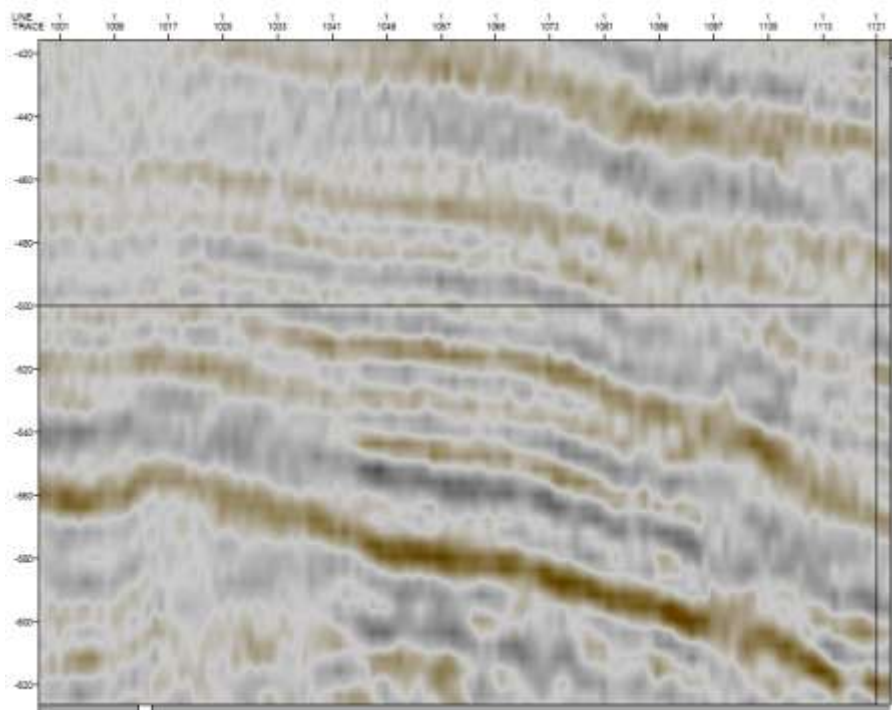


Figura 5.4-3 Detalle del perfil sísmico ChicxR3 donde se aprecia muy claramente el ruido existente en los datos. La ventana es de 1.5km X 200ms. Su correspondiente Figura 5.4-5 se encuentra en la siguiente página.

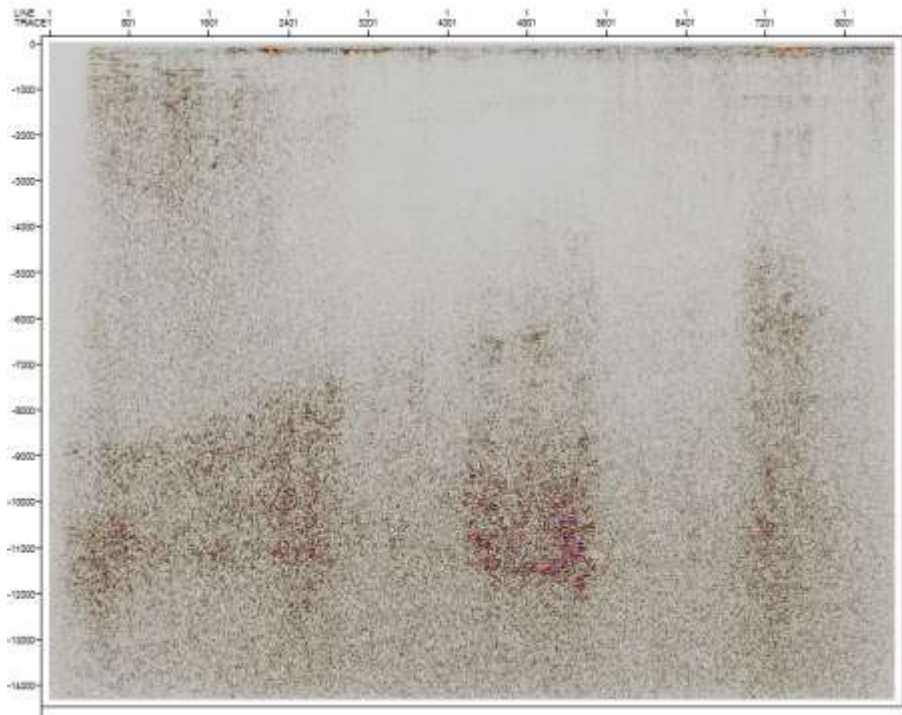


Figura 5.4-4 Perfil sísmico ChicxR3 completo después de experimentar el suavizado estructural (structural smoothing).

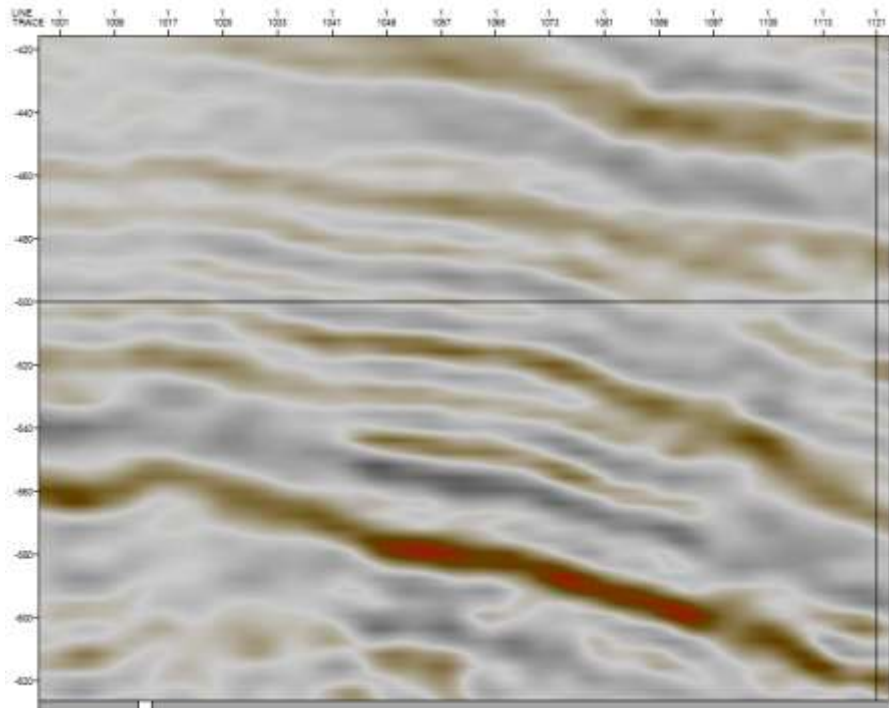


Figura 5.4-5 Detalle del perfil sísmico ChicxR3 donde se ha eliminado muy claramente el ruido existente en los datos utilizando la herramienta Structural Smoothing. La ventana es de 1.5km X 200ms.

# 6 Resultados, interpretación y Discusión

En este capítulo mostraremos: 1) los resultados, es decir, las imágenes (perfiles) de la línea y los atributos, 2) la interpretación y reconocimiento de patrones donde, de acuerdo a la teoría, se muestran al público las estructuras características escondidas en los datos, y 3) la discusión e interpretación integral donde, la interpretación, se comparará con otros trabajos y se criticará el análisis hecho en este capítulo.

## 6.1 Resultados

Las visualizaciones completas (todas las trazas hasta los 14.3s) se podrán consultar en el la sección 6.3 debido a los tamaños de las figuras y la gran cantidad de variantes que hay para cada línea (perfil, atributos), y porque ahí mismo se mostrará visualmente la interpretación. Las visualizaciones de los detalles se muestran junto con su descripción en este apartado y la sección 6.2. Las profundidades están dadas en tiempo doble de viaje.

Después de los diversos procesados se obtuvieron imágenes menos ruidosas y se resaltaron características que en las líneas originales eran muy difíciles de obtener. También se tuvo cuidado de no introducir texturas sísmicas ni borrarlas; en el proceso se comparó gráficamente la línea original con la que utilizaremos en la interpretación.

El atributo Caos muestra zonas blancas y otras amarillo-oscuras. Las zonas blancas indican que ahí los reflectores son continuos mientras que las segundas indican zonas más caóticas (que en su mayoría son producidas por la gran densidad de fallas y fracturamiento intenso -característico de los cráteres de impacto). Esta visualización es la que hace más evidente las características estructurales: muestra mejor los horizontes así como el alto contenido de fallas y fracturas, Figura 4.6-1 y Figura 4.6-2. Es por lo tanto, el atributo al que más haremos referencia debido a que las características estructurales son las de mayor importancia en esta tesis.

Teniendo en cuenta que la traza más cercana de la línea ChicxR3 al centro del cráter se encuentra a 36 km; mostramos el primer rasgo del perfil, quizás el más notable: el efecto de procesado que va desde el inicio de la línea hasta los 41 km ( $36\text{km} + 12.5\text{m} \cdot (401\text{trazas} - 1)$ ) aproximadamente del centro del cráter. El atributo Fase instantánea también muestra los efectos de procesado como puede verse en la zona rosa (frecuencia cero) en

la parte más somera y cercana de la línea al centro del cráter; y la parte azul debajo de ella, para la línea ChicxR3. De esta misma manera podemos observar un efecto de la misma naturaleza en las otras dos líneas en estudio, a saber, ChicxR1 y ChicxR5.

Si se tiene una misma paleta de colores para cada línea y para cada atributo se podrán correlacionar gráfica y cuantitativamente los horizontes y litologías en la zona de estudio, es por esto que procederemos a como sigue: El rango de frecuencias obtenido directamente del atributo frecuencia instantánea para la línea ChicxR3 es de 0 a 77 Hz, el de la línea ChicxR1 es de 0 a 89 Hz y el de la línea ChicxR5 es de 0 a 125 Hz; pero nosotros hemos reducido la escala de colores de 0 a 60 Hz (Figura 6.1-1) debido a que no se pudo encontrar gráficamente frecuencias superiores a los 55 Hz para ninguna de las líneas. Suponemos que los valores que se salen de este rango son debido a picos creados cuando el valor de la envolvente es pequeño. Para conciliar la interpretación en todas las visualizaciones de todas las líneas se hizo lo mismo quedando como resultado la Figura 6.1-1. De aquí en adelante, dicha paleta de colores será válida para las visualizaciones correspondientes.

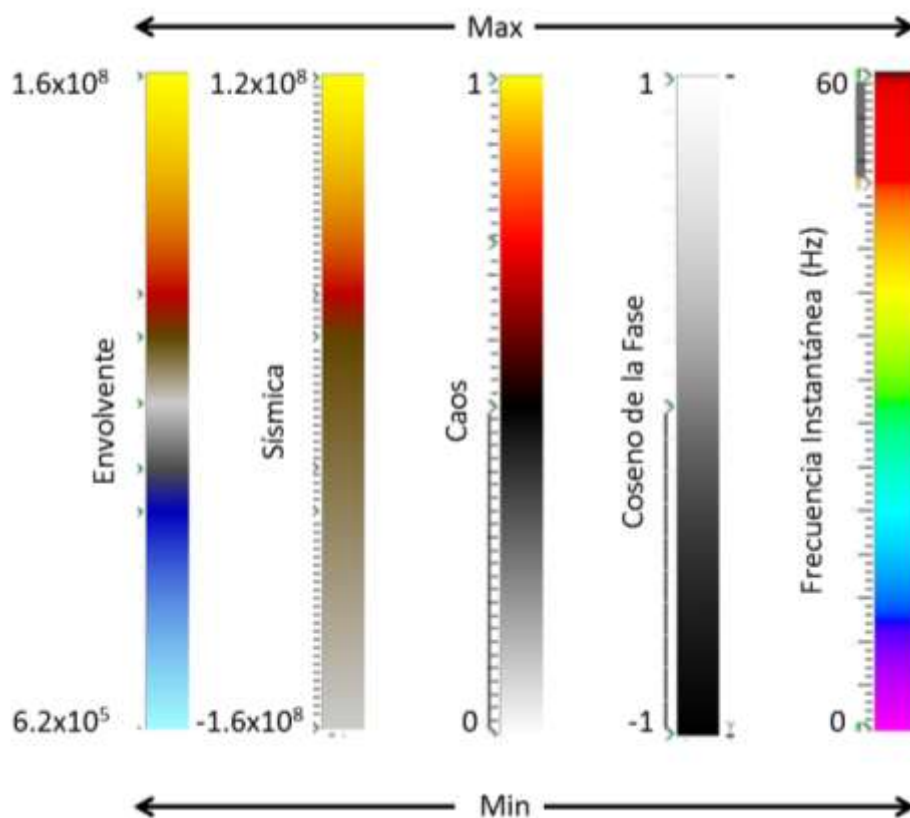


Figura 6.1-1 Paletas de colores para los diferentes atributos. Estas paletas valen para cada una de las líneas que se muestran de aquí en adelante.

Además de estudiar las imágenes de manera global, también se estudian características locales; es notoria que en varias zonas -las azules en su mayoría- son conformadas por una gama de frecuencias que desde “lejos” no se aprecia. La mayoría de las frecuencias altas (tonos cálidos) que se observan en el atributo Frecuencia Instantánea son ficticias, es decir, están asociadas a valores bajos de la envolvente como puede apreciarse en la Figura 6.1-2. Recordemos que la frecuencia instantánea es sensible a valores bajos de la envolvente y por lo tanto tiende a producir picos cuando esto pasa.

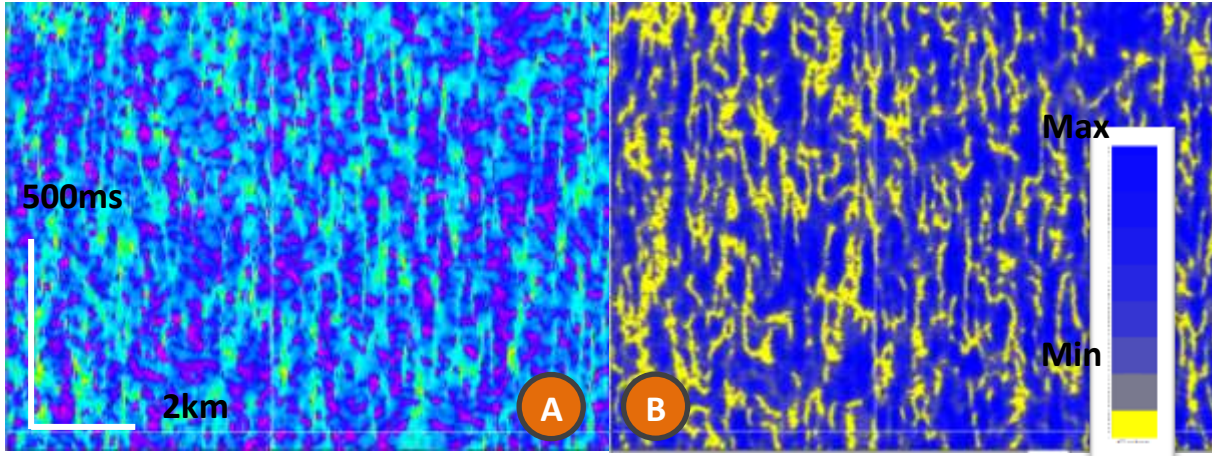


Figura 6.1-2 a) Atributo Frecuencia Instantánea. Detalle de una zona de la línea ChicR3 que, vista globalmente, parece ser azul pero que aquí queda al descubierto como una gama de frecuencias. La paleta de colores para este panel se muestra en la Figura 6.1-1; b) Atributo envolvente de la traza. Muestra claramente la correlación entre zonas de bajos valores para la envolvente de la traza y las zonas de “altas frecuencias” en el panel a).

## 6.2 Interpretación y Reconocimiento de Patrones Sísmicos

Las líneas ChicxR1, ChicxR3 y la ChicxR5 cuyas orientaciones se muestran en la Figura 5.1-1 se compararan con otros perfiles en la Figura 3.2-2. Las dos primeras fueron estudiadas recientemente por Canales García. El interés de analizarla aquí nuevamente es porque ella basó su interpretación en imágenes; mientras que nosotros utilizamos datos SEG-Y -lo que nos permite hacer manipulaciones para visualizar características. Para el análisis se usa el atributo Caos y los atributos Envolvente, Fase, Coseno de la Fase y Frecuencia Instantánea. La línea ChicxR5 muestra características asociadas a estructuras pre y post-impacto.



Para la interpretación se usan varios atributos simultáneamente, el trazado de los horizontes y fallas se hizo visualizando la misma zona de estudio con los diferentes atributos. Por ejemplo, se analiza una zona blancuzca (que indica horizontes continuos) en el atributo Chaos y luego se siguen dichos horizontes en el perfil, lo cual se compara a su vez con el atributo coseno de la fase para resaltar las señales débiles del horizonte que se está delineando. Los atributos frecuencia instantánea y envolvente de la traza fueron de gran ayuda para correlacionar horizontes a través de fallas así como para discriminar el tipo de litologías existentes. La frecuencia instantánea, además, fue útil para identificar reflectores muy cercanos entre si y que tienen prácticamente el mismo contraste de impedancia acústica. En cada uno de las visualizaciones (línea original o atributo), las fallas se mostrarán en color azul y los horizontes en color negro.

Los perfiles sísmicos de los cráteres de impacto presentan ruido y estructuras caóticas. En los datos de Chicxulub se observan algunas tendencias de interés. Por ejemplo, para las líneas ChicxR1, ChicxR3 o ChicxR5 se observan efectos de procesado que se muestran hasta alrededor de las primeras 401 trazas (5km), sobre todo en los atributos Frecuencia Instantánea, Caos y Coseno de la Fase (Figura 6.3-1 a la Figura 6.3-13).

Otro aspecto importante en la interpretación estructural es la de resaltar las características verticales (como las fallas). Para ello, además de los métodos antes descritos, se cambió la visualización a una en donde se comprime el eje horizontal. Al efectuar esto se acentúan echados, fallas (saltos de fallas). En la Figura 6.2-1 se muestran: a) un recuadro negro y uno naranja (obtenido del negro) en la parte superior donde se muestra cómo se acentúa el ángulo que forma la diagonal con la horizontal, y b) una sección sísmica y su correspondiente versión comprimida horizontalmente (en el recuadro amarillo) que muestran cómo algunos horizontes, en apariencia horizontales, tienen un cierto echado.

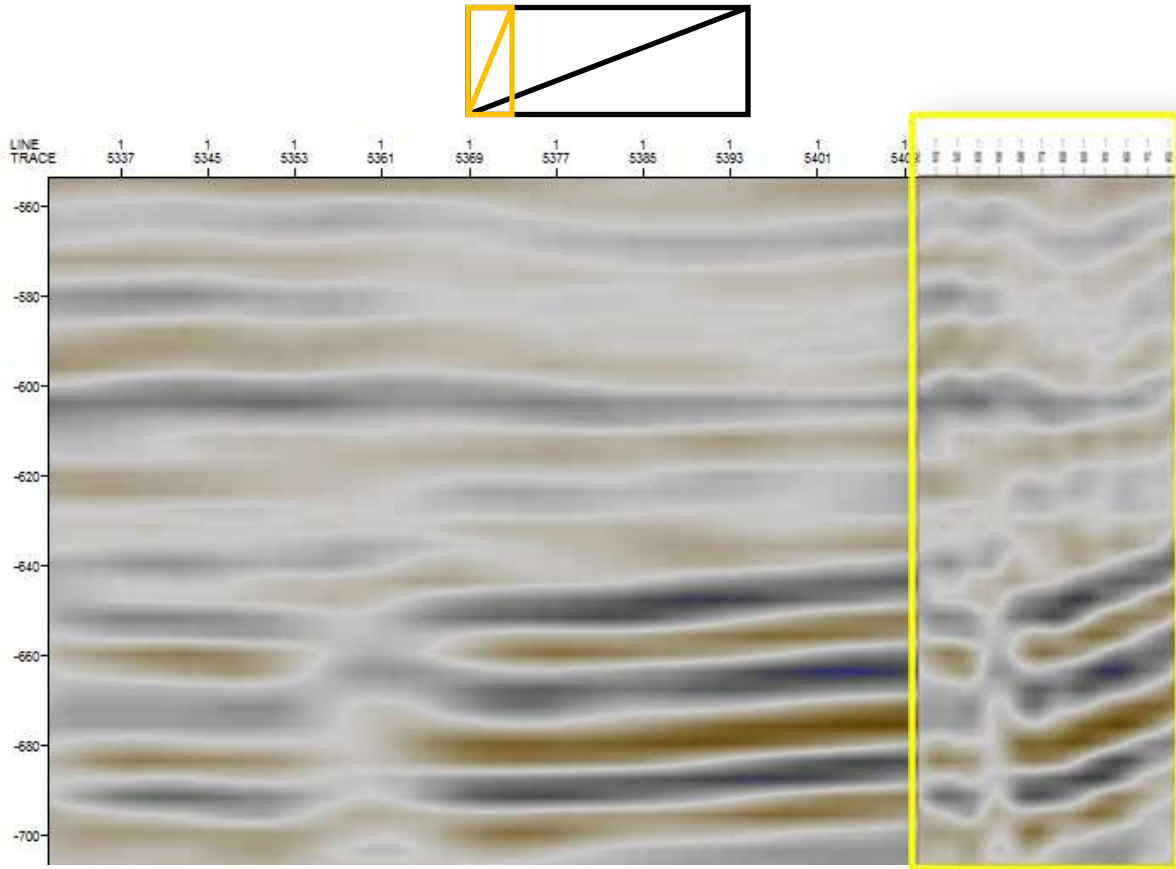


Figura 6.2-1 En la parte superior se aprecian dos rectángulos -con diagonales- en negro y en naranja. La sección naranja es el resultado de comprimir el eje horizontal de su correspondiente imagen original (negra). En la parte inferior se muestra la sísmica obtenida de ChicxR1 (Dimensiones: 1 km x 150ms) con su correspondiente comprimida a la derecha (recuadro amarillo).

Se considerará que las líneas son exactamente radiales. Esta es una muy buena aproximación ya que la Figura 5.1-1, Tabla 5.1-2 y Tabla 5.1-3 de la sección Adquisición muestran que es despreciable la diferencia entre la distancia del final del perfil al centro del cráter calculada con el número y distancia entre trazas (136.3 para ChicxR1, 142km para ChicxR3 y 121km para ChicxR5), y la distancia real calculada con las coordenadas del final de la línea (135km para ChicxR1, 139km para ChicxR3 y 117 para ChicxR5). A partir de este párrafo, se entiende que las distancias, en texto y figuras, son referidas al centro del cráter al menos que se indique lo contrario.

Aunque los atributos sísmicos pueden proporcionar una idea de las litologías encontradas en la zona de estudio; haremos uso de las interpretaciones de pozo que se muestran en la Figura 6.2-2 y de las litologías que usa Salguero-Hernández, E., 2008 para que la interpretación sea más completa. Dado que los datos sísmicos están en tiempo y no en profundidad, estas litologías solamente servirán para correlacionar el tiempo (orden) de aparición en los perfiles.

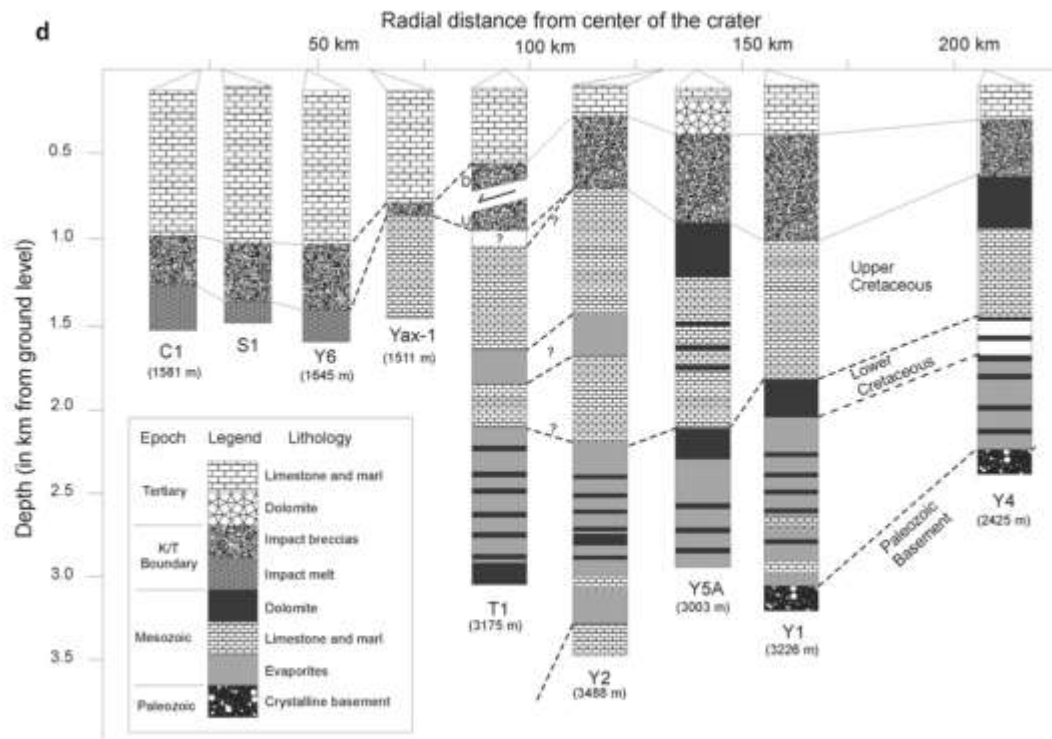


Figura 6.2-2 Litologías dominantes en pozos de PEMEX cerca del centro del cráter. También se incluye el pozo Yax-1. (Tomada de Urrutia-Fucugauchi et al., 2010, Fig. 9).

El estudio de las líneas, se efectuará empezando desde los reflectores y fallas más continuas (regionales) hasta las pequeñas características que iremos interpretando a detalle. Tal interpretación se efectuó con la ayuda del Software PETREL Schlumberger el cual permitió la obtención de los atributos sísmicos así como la interpretación estructural (horizontes y fallas) para todas las líneas de estudio de este trabajo. Los horizontes se siguieron con la ayuda de la herramienta *horizon autotracking*. La calidad los horizontes obtenidos de esta manera fue monitoreada al compararse continuamente con la línea original. PETREL, con su Structural Smoothing, permitió eliminar el exceso de ruido el cual se hizo antes de proceder a cualquier interpretación u obtención de atributos.

A continuación procedemos con la interpretación de la línea ChicxR3. Se determinó escribir primero esta línea por mostrar menos caoticidad que la ChicxR1 –lo que hace más confiable la interpretación- y por ser una de las que más se ha estudiado. Una vez interpretada la ChicxR3 nos servirá como correlacionador para interpretar la más difusa y caótica ChicxR1.

### **6.2.1 ChicxR3**

La siguiente interpretación se hizo en base a otros trabajos analizados en el capítulo 3.2: "comparación y análisis de modelos previos" y del hecho que esta línea se encuentra a 36 km del centro del cráter donde está el levantamiento central.

No se encontraron muchas texturas sísmicas diferentes por lo que podemos concluir que la zona de estudio no ha experimentado mucha actividad tectónica. Algunas texturas son paralelas, mostrando depositación continua y uniforme (Figura 6.2-3A), otras firmas en apariencia son canales pero que en realidad son horizontes con deformación tipo cóncava hacia arriba debido al fallamiento y colapso de bloques (Figura 6.2-3B), otras son las que muestran el encuentro de estratos durante el colapso del levantamiento central y de la orilla del cráter transitorio (Figura 6.2-3C) y las últimas son texturas caóticas (podría ser basamento, ruido y/o zona carbonatada fracturada). En total, se detectaron los siguientes tipos de texturas sísmicas:

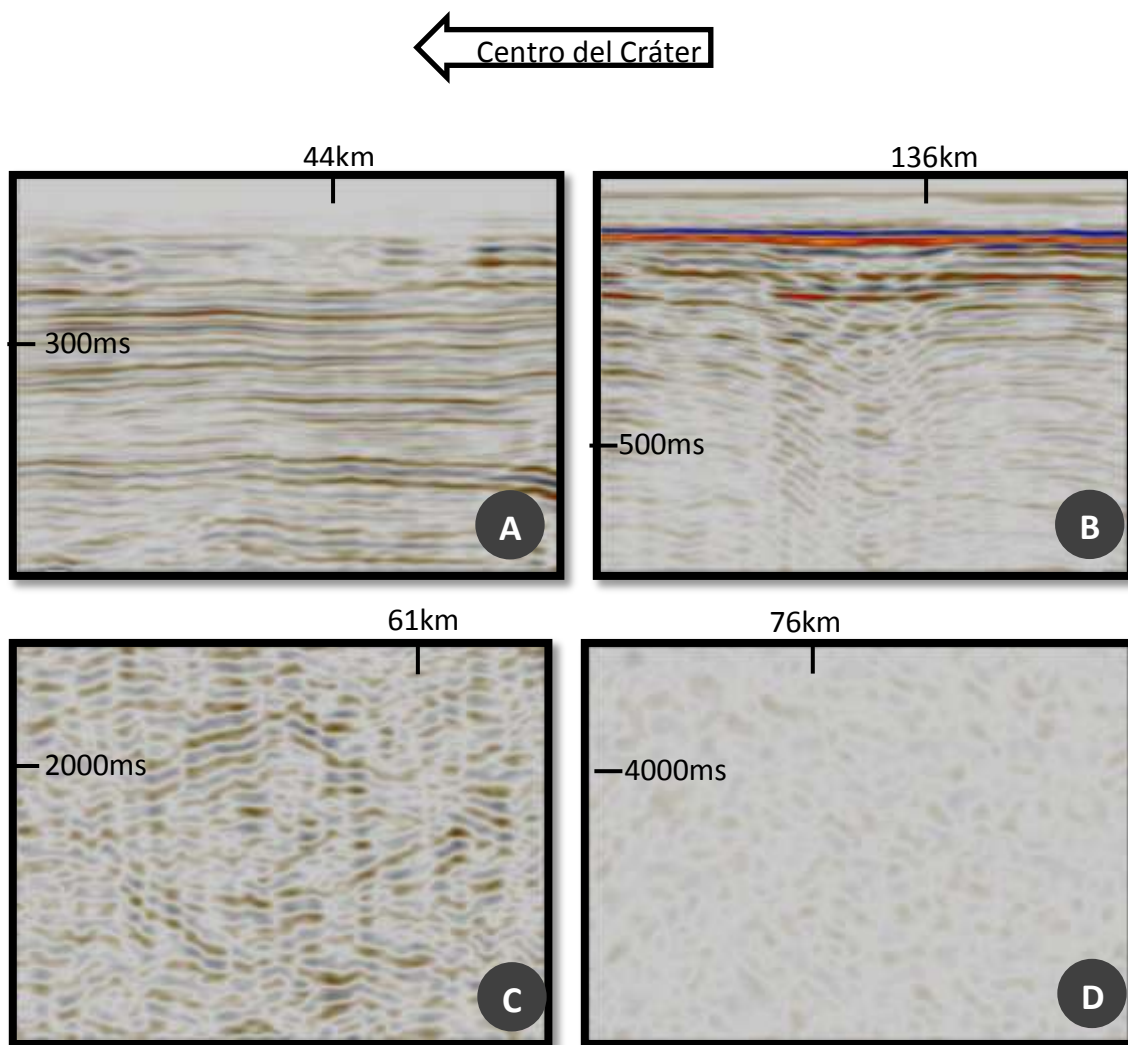


Figura 6.2-3 Texturas sísmicas de la línea ChicxR3. Las escalas verticales están en TWT y las horizontales muestran la distancia al centro del cráter. Cada recuadro es de 4.7km X 650ms. La dirección hacia el centro del cráter será la misma para todas las imágenes del perfil ChicxR3 en esta sección.

Dado que el atributo Caos está diseñado especialmente para resaltar las características estructurales, empezaremos analizando este tipo de visualización. Si tenemos presente que el color amarillo indica un alto fallamiento y el blanco alta continuidad de reflectores es sencillo ver que tenemos muchas zonas falladas y/o fracturadas; y otras tantas con un alto grado de continuidad de horizontes.

Las zonas de alta frecuencia provienen de reflectores muy cercanos entre sí que tienen prácticamente el mismo contraste de impedancia acústica y espaciamiento como puede observarse en el atributo coseno de la fase. Como es de esperarse, estos reflectores de altas energías son los más someros y los que, por lo tanto, tienen más continuidad debido a su formación posimpacto. Notemos, también, que las zonas de frecuencias bajas quizás son el producto de un alto grado de brechamiento, fracturamiento y/o una alta densidad de fallas. Estas últimas zonas son las que consideramos forman los anillos interno, externo y exterior; y se estudiarán más adelante.

**Anillo de Picos.** Diferenciando estructuras desde el inicio de la línea hacia las afueras del cráter, tenemos que el anillo de picos es apreciable hasta aproximadamente la traza 1121 (50 km del centro del cráter) en donde termina y comienza una cuenca con reflectores del terciario que son muy continuos y muestran altas frecuencias (tonos cálidos, Figura 6.2-4). Se determinó que este “abultamiento” es el anillo de picos debido a: que es la distancia que se espera al centro del cráter y a su forma característica así como a los horizontes cruzados que se encuentran por debajo de él -los cuales se interpretan como el encuentro (durante el colapso) del levantamiento central y las orillas del cráter en formación (Figura 6.2-5). Del hecho que la zona NO es tectónicamente activa y la depositación de sedimentos debe ser similar, es lógico pensar que las características sobre el anillo de picos deben ser semejantes para otras zonas dentro y fuera del cráter. Estas características se esperan a una profundidad ligeramente menor que la de los estratos fuera del cráter ya que la dinámica de formación de cráteres (capítulo 0) así lo predice. La línea y los atributos nos confirman esta expectativa reforzando el hecho de que éste es efectivamente el anillo de picos. Por ejemplo, en el atributo frecuencia instantánea observamos el mismo patrón (altas frecuencias que no disminuyen verticalmente alternándose horizontalmente con frecuencias medianas) sobre el anillo de picos, entre los 500ms y 750ms, mientras que fuera del cráter lo observamos entre los 250ms y 500ms. El perfil sísmico revela horizontes con un alto grado de continuidad sobre el anillo de picos, misma continuidad que se observa en las afueras del cráter y es confirmada por los atributos coseno de la fase y Caos.

Después del anillo de picos, tenemos una cuenca anular a unos 600ms de profundidad, que es el paso entre el anillo de picos y el anillo interno. Exactamente por debajo de la

transición entre el anillo de picos y la cuenca (a 50 km aprox. del centro del cráter) se observa la mayor densidad de puntos brillantes (valores altos del atributo envolvente), Figura 6.2-4B. No sabremos con certeza la naturaleza de estos puntos brillantes hasta que haya un pozo que pase por una línea; pero creemos que pueden ser originados por roca de fusión que penetró en esta zona fallada, por pequeñas acumulaciones de gas ya que en algunos se observan sombras de bajas frecuencias por debajo de ellos y/o por depósitos de conchas. Los paquetes de reflectores del terciario se observan mejor en esta cuenca y sobre el anillo de picos.

En los próximos 600ms (600ms-1200ms) de profundidad también se pueden observar horizontes que muestran en general la misma textura que los de la cuenca antes mencionada y son muy paralelos; pero no tan continuos como lo muestra el atributo coseno de la fase. En la Figura 6.2-4 se muestra el horizonte que marca el límite Cretácico-Terciario (T3) y es fácilmente distinguible por tres aspectos: 1) su alto valor de la envolvente de la traza, 2) la falta de organización de los reflectores por debajo de este y 3) por la textura un poco caótica –debida a los sedimentos varios producto del impacto- que se esperan y muestran alrededor de él. Aquí, nuevamente, el atributo Coseno de la Fase nos confirma lo antes dicho, muestra la discontinuidad de los horizontes. Se observa poca reactivación de fallas geológicas durante el Terciario dado que son pocas las fallas por arriba del reflector Cretácico-Terciario, por debajo de este reflector no se observan fallas, solamente reflectores caóticos y otros que tienen un cierto orden debido al colapso y formación del anillo de picos.

En esta zona, el atributo envolvente de la traza, además del horizonte T3 nos muestra otros dos horizontes muy remarcados (T1 y T2) que debido a su forma, ubicación y a la continuidad de los mismos (la cual se puede seguir en el coseno de la fase) son interpretados, junto con el T3, como tres sucesos del Terciario. El más somero, T1, como es de esperarse debido a la historia geológica, es el más continuo a lo largo de la línea. El seguimiento de estos reflectores de interés se hizo utilizando el atributo coseno de la fase y se mejoró con el atributo fase instantánea ya que este proporciona mayor detalle. La continuidad del reflector T1 nos indica que a partir de él ya no hubo más reactivación de las fallas, es decir, no hubo más actividad tectónica. El T2 se puede interpretar como los nuevos sedimentos que se depositaron inmediatamente después del impacto ya que debajo de estos se espera una capa de roca de fusión que indica el límite Cretácico-Terciario -o si no lo es, por la distancia al centro del cráter; pudiera ser por los depósitos acarreados por los tsunamis y/u otros fenómenos secundarios provocados por el impacto. Aunque este reflector muestra cierto grado de continuidad, se observan algunas fallas evidentes, muestras de la reactivación de las fallas que se generaron en el momento del impacto y posibles desplomes de los picos del anillo de picos. El, un poco difuso, horizonte

T3 es una muestra de la caoticidad de la superficie terrestre en ese periodo del tiempo geológico. Dicha caoticidad se debe a bloques eyectados, roca de fusión, fallamiento, brechas de impacto y demás “sedimentos” generados directa o indirectamente por el impacto. El atributo frecuencia instantánea también nos muestra estos límites ya que después del horizonte T1 se observan claramente frecuencias altas en tonos rojos, entre el T1 y el T2 observamos la transición de tiempo que se manifiesta con mayor variedad de frecuencias, algunas evidentemente localizadas; y entre T2 y T3 es definitiva la predominancia de frecuencias bajas. La litología más probable y que coincide con las frecuencias bajas son las brechas tipo suevita. A pesar de las diferentes firmas sísmicas la litología es la misma: Carbonatos. La diferencia radica en la diagénesis de dichos estratos; es decir, en los procesos que los generaron.



De acuerdo a lo discutido y la Figura 6.2-4, es evidente que hay pocas y/o ninguna falla por debajo del anillo de picos. Sin embargo, tampoco hay horizontes claramente concordantes, es decir, la mayoría es una zona caótica con algunos horizontes que se pueden seguir por solamente algunos cientos de metros. Estas características indican una alta interacción estructural que hace que se pierda la zona de terrazas, la cual es fácilmente identificable a otras distancias del cráter.

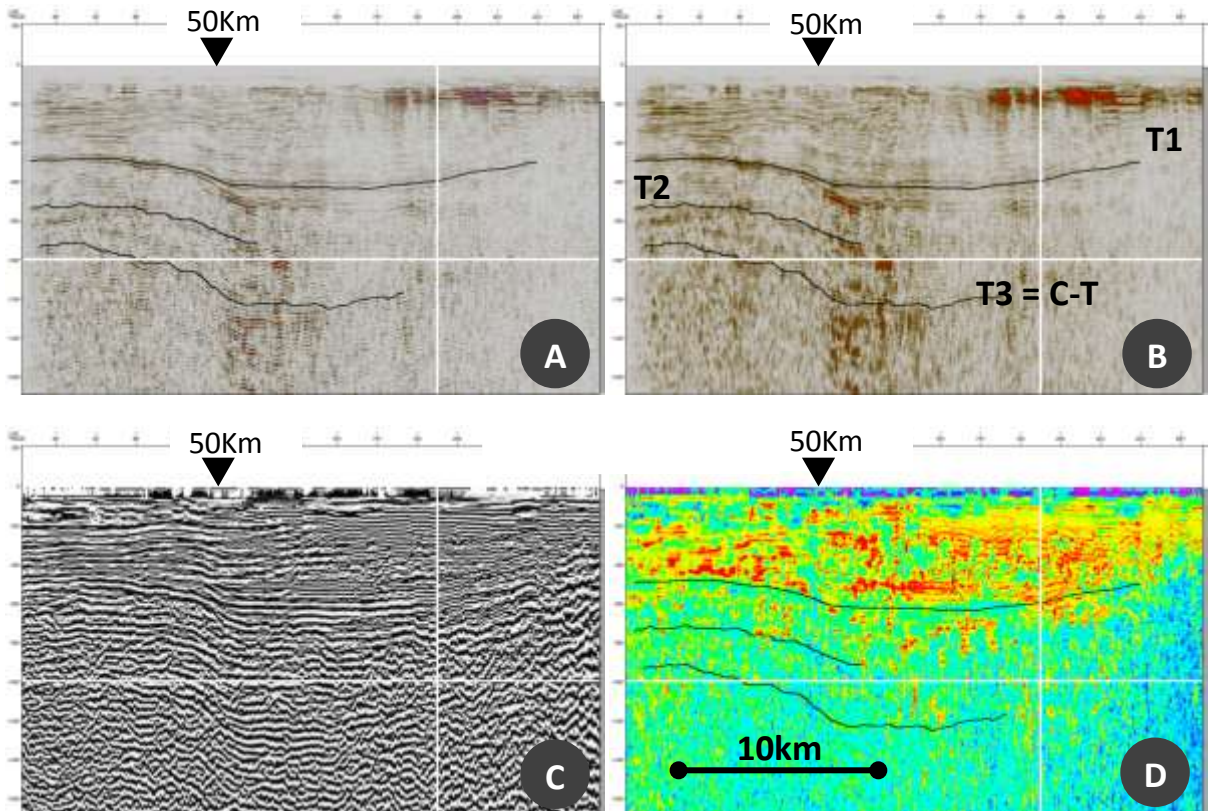


Figura 6.2-4 Cuatro visualizaciones de la misma zona. La línea horizontal blanca se encuentra a una profundidad de 1000ms. La línea de 10km en el panel D sirve de referencia para todos los paneles.

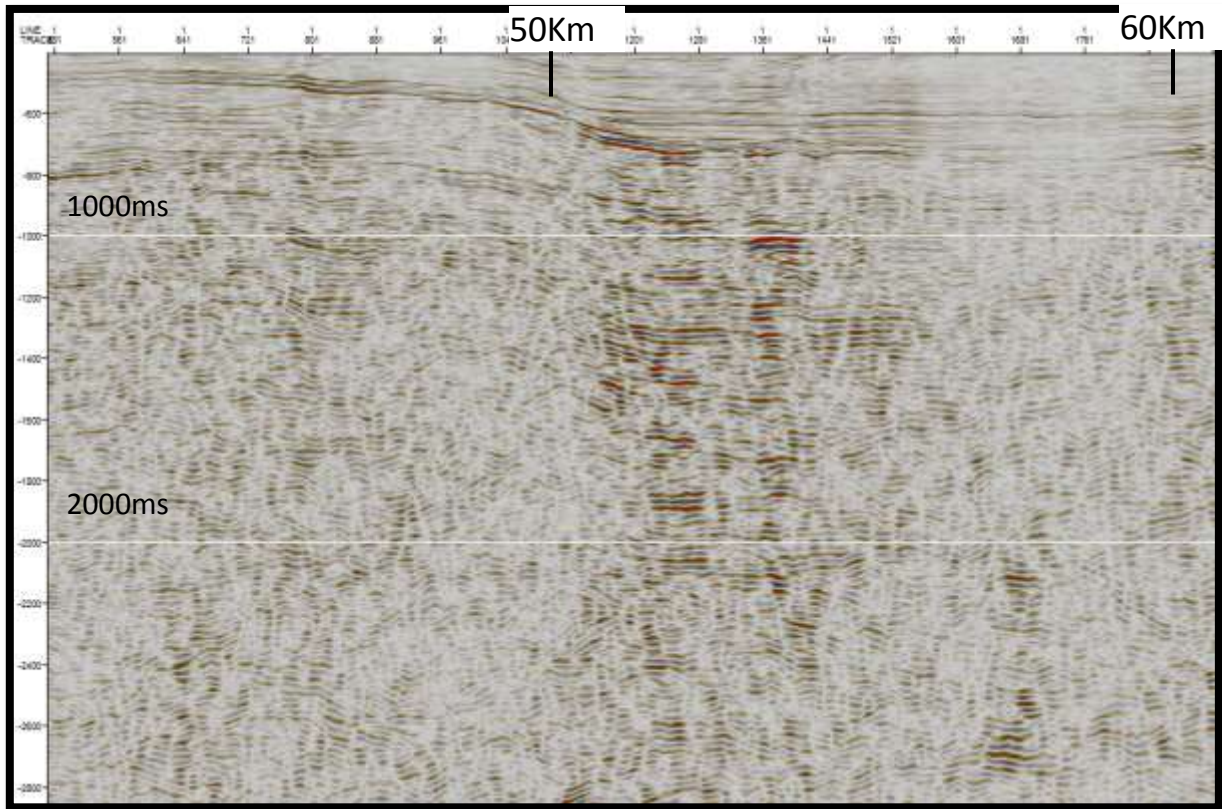


Figura 6.2-5 Sección en donde se aprecia el reflector límite cretácico-Terciario así como los reflectores cruzados por debajo de él. Estos reflectores cruzados se interpretan como el encuentro de reflectores durante el colapso en la formación del cráter y del anillo de picos. La distancia al centro del cráter se muestra en la parte superior.

**Anillo Interno.** A continuación, Se observó el borde del anillo interno (*Inner Ring Rim*) a unos 74 km (traza 3041) del centro del cráter, el cual es muy explícito al visualizar el atributo Caos. Este atributo marca claramente una distinción entre las zonas más cercanas al centro del cráter de las más lejanas. En los 74 km del centro del cráter se observa un cambio drástico en la naturaleza del subsuelo: hacia fuera del cráter tenemos un subsuelo sumamente fracturado y una gran cantidad de fallas -de las cuales solamente se muestran las más prominentes- mientras que dentro del cráter se observan reflectores bien definidos y mucho más continuos. La primera característica se infiere de la alta densidad de tonos amarillos y negros, mientras que los colores blancuzcos son muestra de la buena continuidad de los estratos. Se verá más adelante que en el anillo interno predomina el fracturamiento y zonas caóticas, mientras que en el anillo externo y el exterior predominan las fallas (Figura 6.3-2).

La gran falla a los 83 km (traza 3761) del centro del cráter es gran un remanente de los estragos del impacto. Esta falla (como un gran depresión submarina) se originó junto con

el cráter y en un tiempo posterior se llenó de sedimentos que se depositaron con cierto orden para formar la zona blanca (de horizontes continuos) que se observa dentro de la gran depresión en el atributo Caos.

Nuevamente, el atributo Coseno de la fase, junto con el atributo Fase, permitió delinear las fallas y horizontes de esta zona. La falla que marca la el borde del anillo interno es la que corta abruptamente varios horizontes muy continuos de Terciario para luego perderlos. El anillo interno también alcanza a deformar la estratigrafía del periodo incluso hasta el Jurásico. La mayoría de las fallas llegan hasta los 1000ms; pero otras, en menor cantidad, llegan hasta los dos segundos y son fácilmente identificables porque atraviesan los reflectores del cretácico y algunos del Jurásico a profundidades de casi 3000ms.

El atributo Frecuencia Instantánea muestra valores bajos para todo el substrato por debajo de los 500 ms del anillo interno. Algunos reflectores dentro de la “falla-depresión”, hasta los 1000ms, muestran frecuencias medias (verdes-amarillas) que son correlacionables con las cercanas a los horizontes T2-T1 vistos en la sección Anillo de Picos por lo que estamos seguros son substratos del Terciario, en particular del intervalo de tiempo geológico T2-T1 y tienen litología similar. Se observan también zonas de frecuencias altas que se interpretan como estratificación delgada porque no se correlacionan con valores altos del atributo Envoltente. Alrededor de los 86 km (traza 4001) del centro del cráter y hasta los 600ms se aprecian otra zona de frecuencias altas. Esta zona, aunque diferente en extensión, también es una zona de estratos delgados. Esto se deduce al comparar estas frecuencias con todas las demás visualizaciones. Se comparó con todas porque parecía ser una característica diferente; pero la continuidad y las frecuencias que se observaban en el coseno de la fase, la caoticidad del atributo correspondiente y la textura de la línea original; nos mostraron que son estratos delgados que se acomodaron de forma cóncava debido a las fallas más profundas.

Los horizontes más someros muestran gran continuidad, pero a la vez gran cantidad de fallas (que no se indican en la Figura 6.2-7), es decir, se encuentran reflectores que son continuos por 1 km aproximadamente para luego ser doblados o interrumpidos por una falla para luego continuar su extensión.

La razón por la que no se muestra en esta sección la visualización del atributo Envoltente es porque no muestra ningún rasgo que amerite ser discutido en esta zona de estudio; lo único que podemos decir es que se observan valores muy altos por arriba de los 250 ms - correspondientes a los horizontes continuos- y valores muy, muy bajos para partes más profundas.

A diferencia del anillo de picos, aquí sí es posible distinguir la zona de terrazas, Figura 6.2-6. Ésta subyace a la mayoría de las fallas del anillo interno; pero es claramente marcada por las fallas más profundas. Los horizontes más concordantes y extensos son los que delimitan el espesor de los bloques de esta zona.

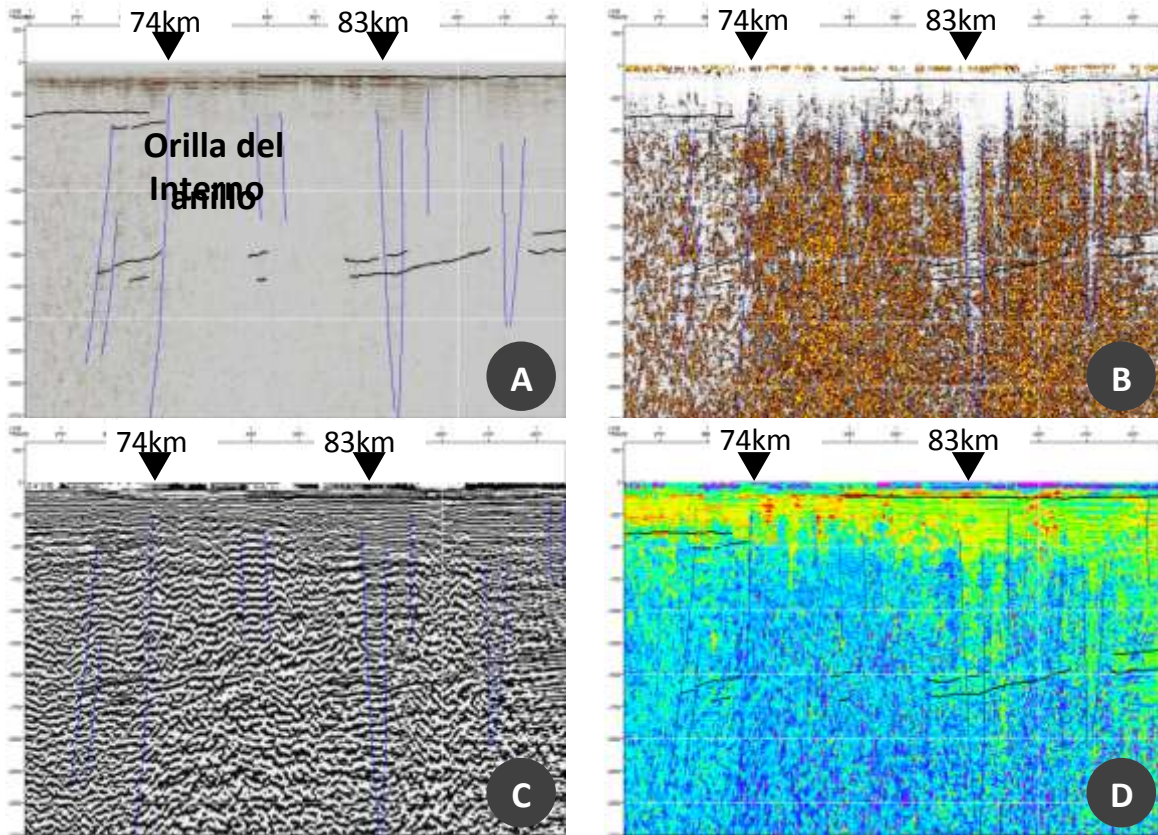


Figura 6.2-6 Anillo Interno. Se aprecia la naturaleza del anillo interno: un conjunto de fallas de las cuales se muestran de color azul las más sobresalientes. La línea vertical blanca está a 86km del centro del cráter y marca una zona de reflectores de alta frecuencia a profundidades de hasta 600ms.

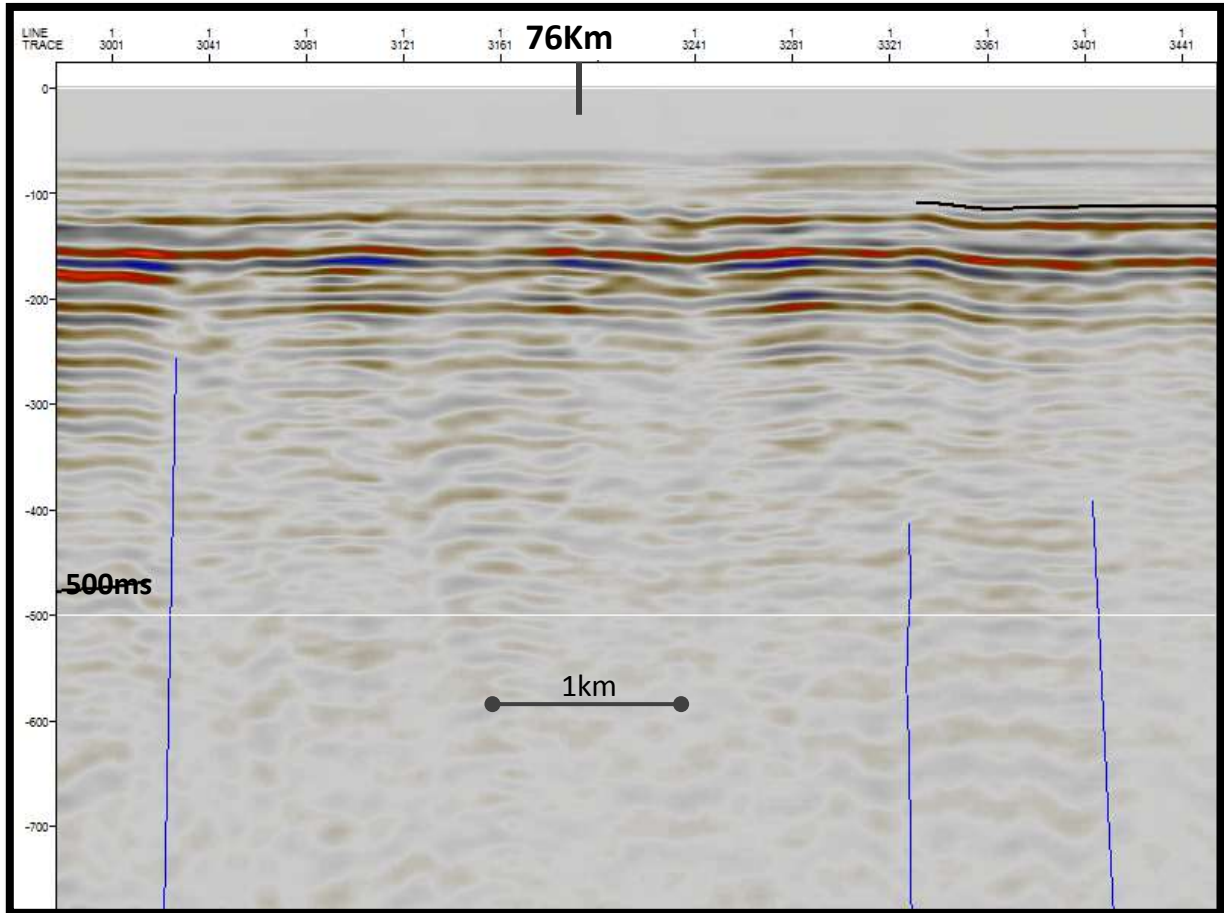


Figura 6.2-7 Deformación estructural debido a fallas más profundas. En la parte más somera se observan reflectores que son continuos por aproximadamente 1km para luego ser truncados o curvados por fallas más profundas. Aunque solamente se indican las fallas más profundas no puede escapar a la vista la gran cantidad de fallas que hay dentro del anillo interno.

**Terrazas reflector Jurásico-Cretácico.** Otro reflector importante es el que marca el inicio del Cretácico. Este horizonte presenta fallamiento debido a la creación del cráter y debe tener horizontes continuos, por lo que inferimos que es el que se muestra en la Figura 6.2-8. Este horizonte es interrumpido por las fallas de la zona de terrazas y se pierde junto con la zona de terrazas a profundidades mayores debajo del anillo de picos. Esta zona consta de pocas fallas que se prolongan hasta los 3000 ms mientras que la mayoría solamente logra atravesar el horizonte más energético de la zona de terrazas. Este horizonte, el más profundo de la zona de terrazas, es el que marca el límite Jurásico-Cretácico (Figura 6.2-8A) y se distingue principalmente entre los 96 km (traza 4801) y los 106 km (traza 5601) del centro del cráter y entre los 1000 ms y 1500 ms de profundidad. A partir de esta zona, se puede seguir dicho horizonte hacia dentro y fuera del cráter. Estos reflectores son los más notorios en toda la línea ChicxR3 en el atributo Caos. Al

compararlo con el atributo Fase, y delinearlos con el Coseno de la Fase, se confirma la gran continuidad de los horizontes. Estos horizontes son perturbados (interrumpidos o curvados) por algunas fallas que dan origen a la zona de Terrazas. En la Figura 6.2-8 se ha delineado otra gran falla (depresión submarina) que llega hasta los 2000 ms, un segundo menos profunda que la falla explicada en la sección Anillo Interno y ubicado a los 88 km (traza 4161) aproximadamente. El atributo Caos también muestra la disminución en caoticidad de izquierda a derecha: en la parte más central (con respecto al cráter) tenemos un alto índice de fracturamiento y/o brechamiento; en la parte más externa un alto grado de fallamiento con varios horizontes concordantes por unos pocos cientos de metros. La línea revela que, por debajo de los 400 ms, los contrastes de impedancia son bajos ya que no hay reflectores que sobresalgan notoriamente.

El atributo Frecuencia instantánea muestra valores altos para las zonas más someras hasta los 500 ms. Estos valores oscilan entre los 25 Hz y 55 Hz, es decir, frecuencias medias y altas. Estas frecuencias se deben a la poca profundidad de los reflectores. A profundidades mayores encontramos: a) frecuencias medias que corresponden a horizontes continuos que solamente son observables con los atributos Fase y Coseno de la Fase; y b)

frecuencias bajas que corresponden en su mayoría a texturas caóticas. Recordemos que las frecuencias medias y altas que están rodeadas de frecuencias bajas se deben a la inestabilidad del atributo para valores altos de la Envolvente y no deben ser interpretadas como alguna característica de la zona de estudio. Es evidente, de la Figura 6.2-8D, que los horizontes del cretácico tienen frecuencias características medias-altas (verde-amarillo), no importa el salto de falla creado por el impacto del bólido. La zona de Terrazas es más extensa que la que se muestra en esta figura pero se ha decidido representar así para enfatizar la naturaleza distinta de las orillas de la Figura 6.2-8. Es por estas diferencias que dicha figura muestra la zona de transición entre el Anillo Interno y el anillo Externo.

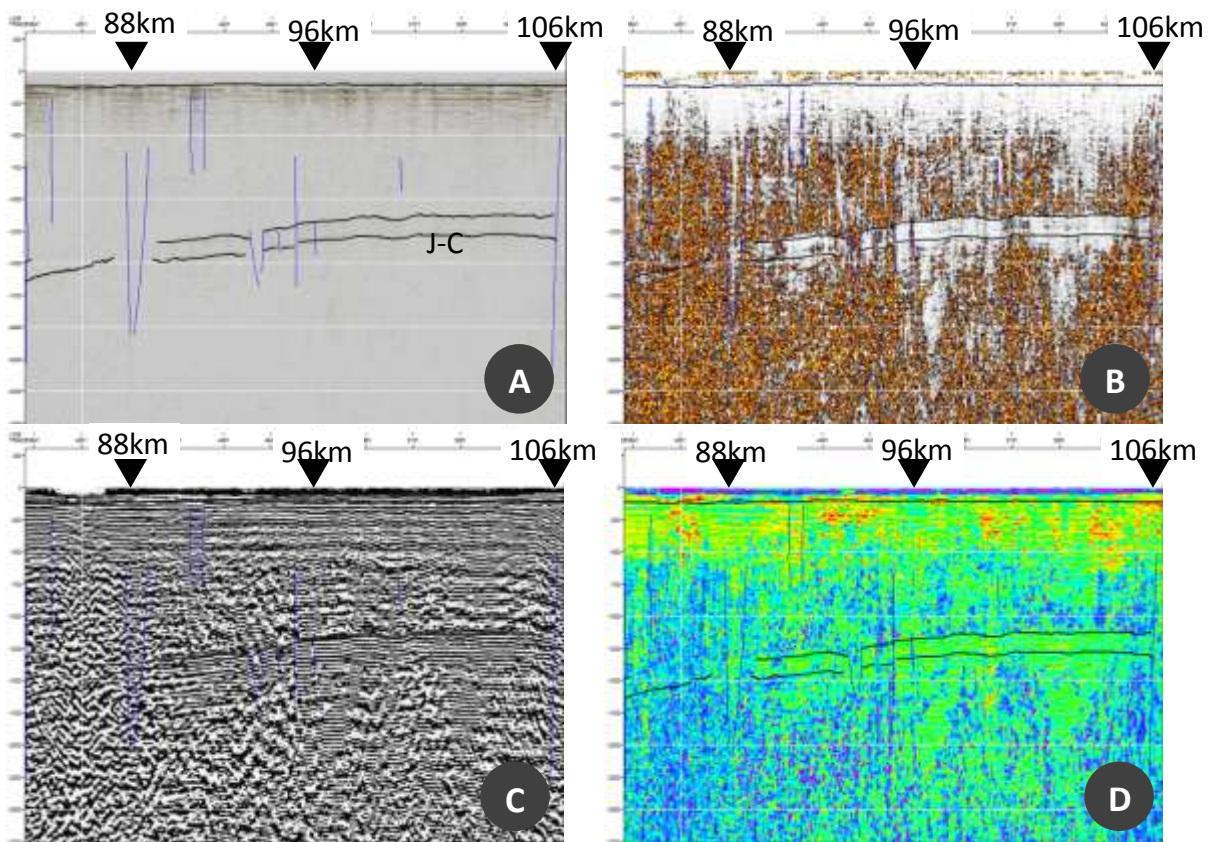


Figura 6.2-8 Horizonte Jurásico-Cretácico (J-C) y zona de Terrazas. Las fallas más extensas se muestran en color azul y los horizontes más concordantes se muestran en color negro. Las líneas blancas horizontales tienen un espaciado de 500 ms.

**Anillo Externo.** Como lo muestra la Figura 6.2-9, el anillo externo -al igual que el interno- se caracteriza por la gran cantidad de fallas que se llegan a dar, incluso, como clusters de fallas. Solamente se han delineado en color azul las fallas más prominentes, pero hay una gran cantidad de fallas que se pueden observar nítidamente en el atributo Caos como

alternaciones horizontales de espectros blancos y amarillos (como una imagen que asemeja una cascada). De hecho, esta es una zona de fallas increíblemente grandes con un sinnúmero de fallas secundarias y conjugadas. Dos de las fallas más grandes son las que delimitan el anillo externo entre los 106 km (traza 5601) y los 123 km (traza 6961) del centro del cráter. Todos los atributos muestran claramente la diferencia en estructura a ambos flancos de cada una de estas fallas delimitantes: el atributo Caos muestra la variación (esperada) en caoticidad de izquierda a derecha, es decir, del centro del cráter hacia afuera; el Coseno de la Fase (y la Fase) muestra buena continuidad a en las afueras del anillo externo, y en menor grado, en las partes más someras (hasta los 500 ms); el atributo Frecuencia Instantánea delimita esta zona con una diferencia en frecuencias (azules y verdes) y correlaciona los reflectores del cretácico; y sobre todo se aprecia cómo las fallas truncan los reflectores del Cretácico.

La visualización colorida de las frecuencias instantáneas (Figura 6.2-9) revela que no hay ninguna característica anómala dentro del anillo externo. Por debajo de los 2000 ms se observan “manchas” verdes aisladas (frecuencias medias) que, como se vio anteriormente, es ruido producido por valores altos de la envolvente de la traza. Junto con el atributo Caos, se muestra como una zona caótica, es decir, muestra que es una zona altamente fracturada y/o con brechas -producto, quizás, de las fallas. Entre los 2000 ms y 1000 ms tenemos la zona de transición de frecuencias bajas a medias (tonos azules a verdes, respectivamente). Entre los 1000 ms y los 500 ms predominan las frecuencias medias y ya se encuentran algunas altas. El atributo Coseno de la fase nos muestra que aquí ya empiezan las expresiones en “superficie” de las fallas más profundas. Este atributo nos muestra, comparándolo con los horizontes del inicio de la zona de terrazas, que estas expresiones sísmicas son el producto de un gran fallamiento que se dio durante el Terciario, muestra de reactivación de fallas en ese periodo.

En los primeros 500ms de profundidad predominan las frecuencias altas debido a la poca profundidad y/o a la estratificación delgada de lutitas. En esta zona, en la línea original, se aprecian tres cuencas de aproximadamente 350ms de profundidad. Tales cuencas son las expresiones más someras de grandes fallas y extensas a los 107 km, 114 km y 119 km (trazas 5681, 6241 y 6641 respectivamente; Figura 6.2-10). A partir de esa actividad tectónica y hasta la fecha no ha habido más movimiento estructural en el anillo externo.



El atributo envolvente de la traza señala algunos puntos brillantes con anomalías de bajas frecuencias por debajo de ellos pero que son descartados como posibles zonas de interés petrolero porque no tienen forma de trampa petrolífera. Estos puntos se han interpretado como zonas de estratificación rica en areniscas (Taner, 1979).

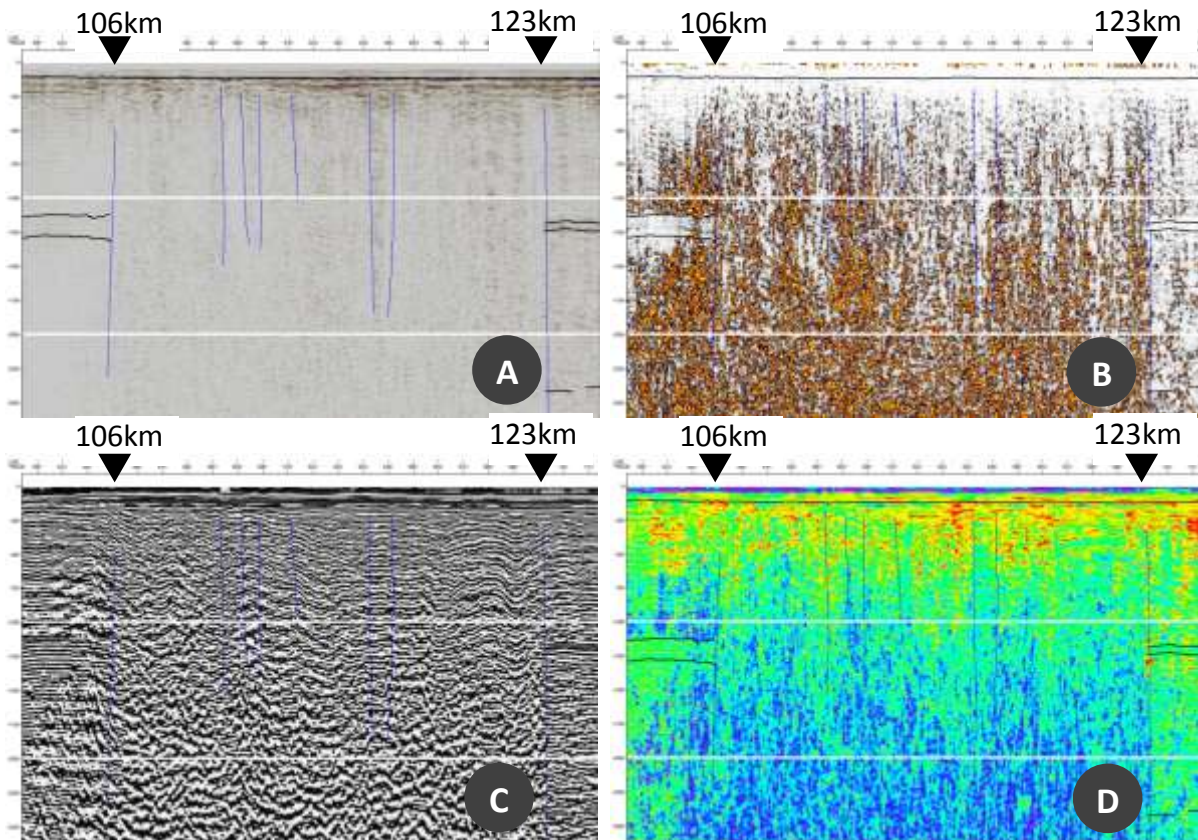


Figura 6.2-9 Anillo Externo. Las líneas horizontales marcan los primeros 1000 y 2000ms de profundidad.

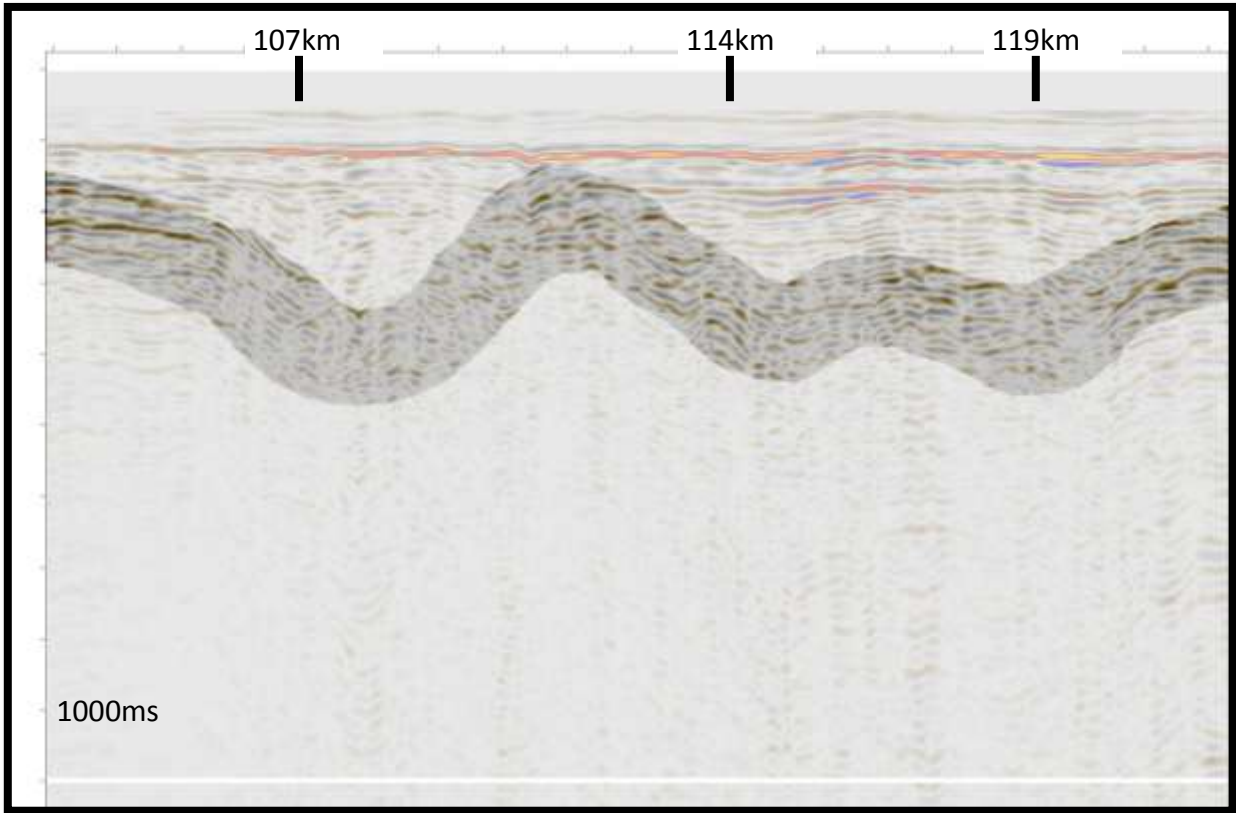


Figura 6.2-10 Tres cuencas dentro del anillo externo, reflejo de fallamiento acaecido durante el Terciario.

**Anillo Exterior.** Al final de la línea observamos otro conjunto de fallas que interpretamos como un anillo de fallas Exterior. Aunque la transición hacia esta zona de fallas es gradual, podríamos decir que empieza con una falla alrededor de los 132km (traza 7681) y contiene fallas que llegan a los dos segundos; siendo algunas pocas las que pasan esta profundidad. También es identificable en el atributo fase instantánea por las frecuencias bajas observables a profundidades mayores a los 1500 ms. A los 138.5km (traza 8201) observamos una columna un poco difusa de frecuencias altas que llegan hasta los 1800 ms de profundidad. Suponemos que es una falla con relleno de estratos más recientes (del Terciario Tardío); y por lo tanto, de mayores frecuencias. De todos los anillos de fallas, éste es el que menos fallas tiene: se muestran algunos clusters de fallas (sintéticas y antitéticas primarias y secundarias) a los 132.5km, 135.5 km y 140 km (trazas 7721, 7961 y 8321).

Dentro de esta zona se observan horizontes que son continuos hasta por 1.6km, los cuales coinciden en su gran medida con los altos en frecuencia, por lo que podemos estar seguros tienen litología uniforme (lutitas) de estratificación delgada. El atributo Coseno de la Fase muestra claramente la continuidad de los reflectores más someros así como horizontes paralelos truncados; muestra de las grandes fallas suscitadas.

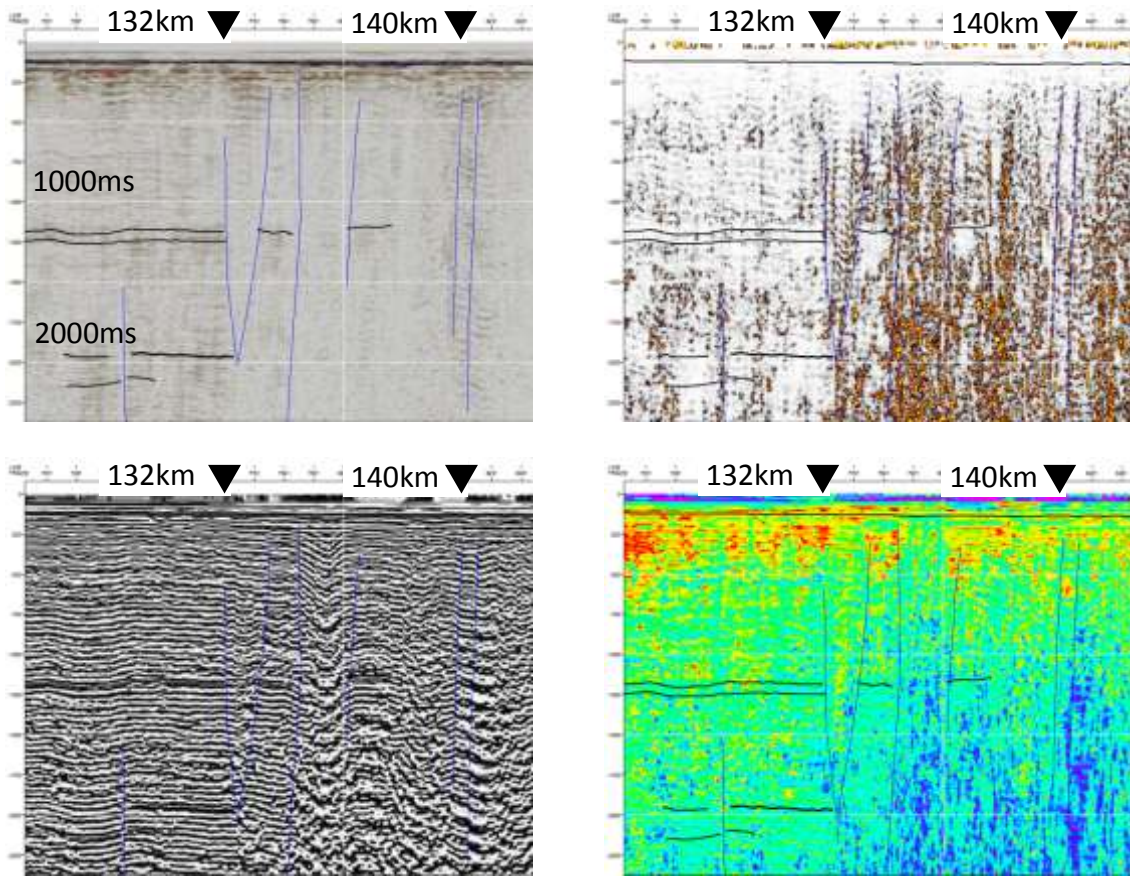


Figura 6.2-11 Anillo Exterior.

**¿Cráter secundario?** Comparando la figura 4 del trabajo de Mazur, Michael et al., 1999 - que versa sobre las firmas características de un cráter de impacto- con la parte somera de la Figura 6.2-12, es innegable la similitud de esta firma con la de ése cráter, por lo que podríamos pensar que es un cráter secundario del tipo de picos centrales.

Esta interpretación es un poco osada ya que hay que considerar la dirección de impacto del bólido (que todavía está en intenso debate) para saber si la eyecta pudo haber caído en esta zona tan cercana. Una razón contundente para descartar esta textura como la de un cráter secundario del Chicxulub es que se observa a profundidades correspondientes al Terciario Tardío, no a un tiempo igual. Otra razón para descartar esta interpretación es la posibilidad de que se haya dado fallamiento de tal manera que como resultado dio su textura sísmica a esta zona. Creemos que esta es la interpretación más acertada porque no se observan fallas por debajo de la firma sísmica del trabajo que se menciona en el párrafo anterior (el de Mazur, Michael et al., de 1999).

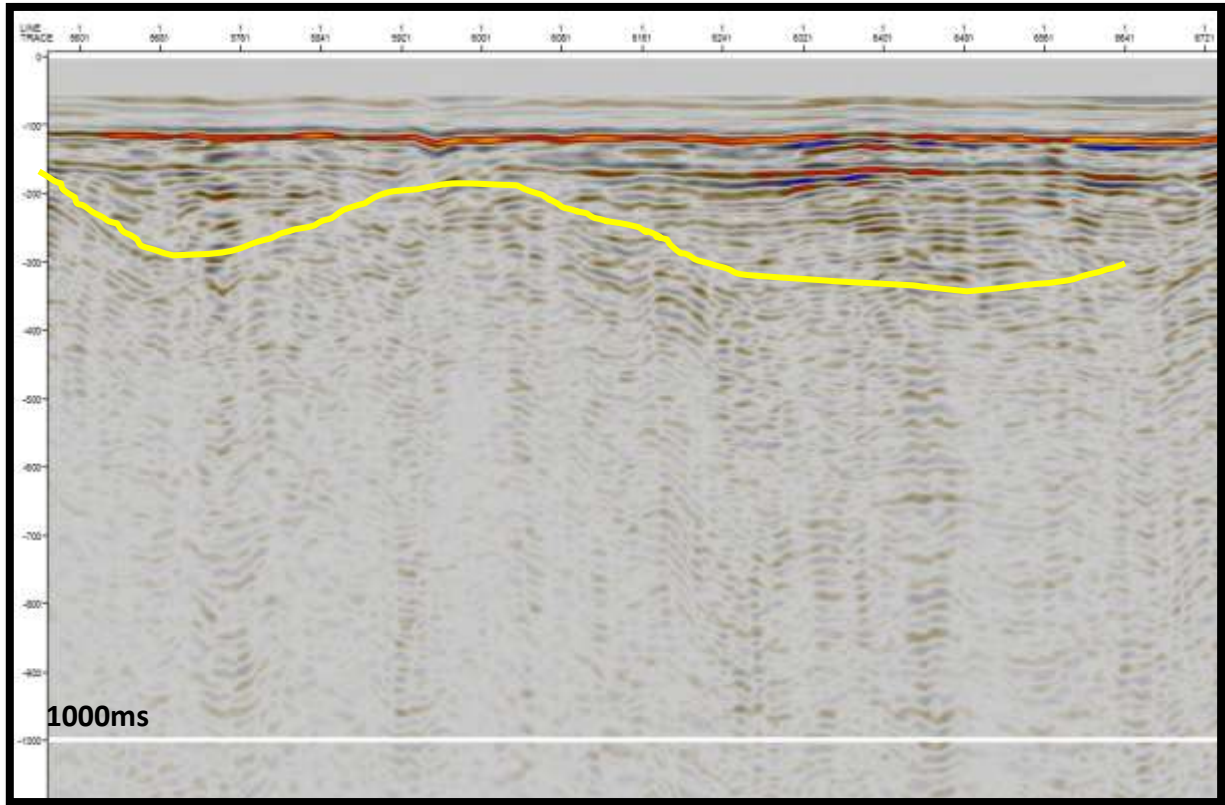


Figura 6.2-12 ¿Posible cráter secundario del tipo “Pico Central” ?

### 6.2.2 ChicxR1

Para evitar posibles sesgos; se interpretó: primero, sin recurrir a los trabajos descritos en capítulos previos; segundo, se interpretó considerando estos trabajo para; por último, integrarlos y compararlos. Empezaremos la interpretación de la línea ChicxR1 teniendo en mente que dicha línea está ubicada a 49km (traza 6985) del centro del cráter.

En la línea ChicxR1, al igual que en la línea ChicxR3, se observan los reflectores paralelos, los perturbados por fallas (truncados y/o doblados), los reflectores encontrados y las zonas caóticas. Además de estos reflectores, en esta línea se encontraron los que aparecen en la Figura 6.2-13. En el panel A se muestran varios reflectores paralelos pero con una frecuencia muy pequeña – ¡extraño!- y en el panel B se muestra otra textura poco común.

No importa si el mismo tipo de patrón sísmico se observa en ambas líneas. Un mismo patrón puede tener diversas interpretaciones de acuerdo al contexto geológico y es por eso que aquí los analizamos todos nuevamente.

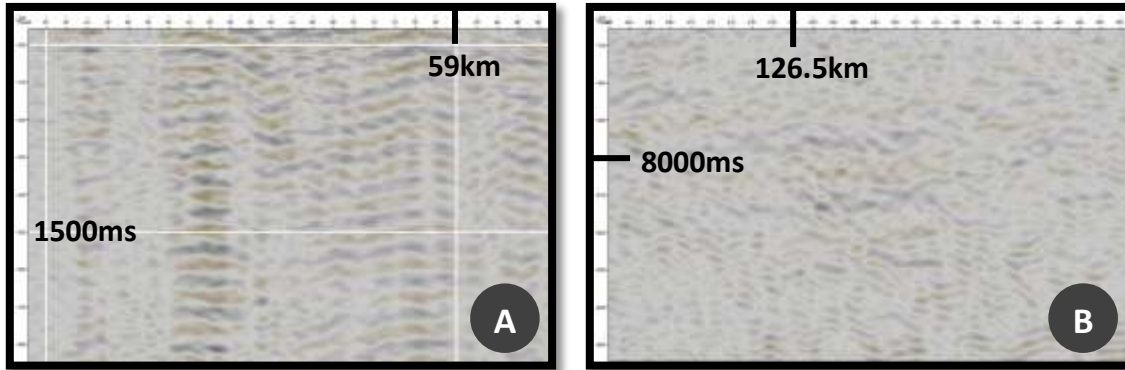


Figura 6.2-13 Nuevas texturas sísmicas encontradas en la línea ChicxR1. El rectángulo del panel A formado por rectas blancas mide 5km X 500 ms y el mismo rectángulo es válido para el panel B también.

**Anillo de Picos.** El primer indicador de que la zona de la Figura 6.2-14 corresponde al anillo de picos es su forma característica; un segundo indicador, basándonos en los trabajos analizados en el capítulo 3.2, es su distancia al centro del cráter; y un tercer indicador, es el atributo Caos junto con Frecuencia Instantánea que muestran claramente varias zonas que luego clasificaremos como Anillo Interno, Anillo de Picos, etc.

Los atributos Coseno de la Fase y la envolvente nos hacen recordar el significado de anillo de “picos”. En estos atributos se muestra una elevación mayor (de la cual no se alcanza a visualizar su top) que viene de distancias más cortas al centro del cráter -hasta los 58 km aproximadamente (traza 6241)- y una elevación menor adyacente que llega hasta los 70 km (traza 5281). Por eso enfatizamos “picos”, porque pueden ser varios. Este pico menor; a una profundidad de 600 ms, a 1000 ms; tiene un top irregular muestra de que no sufrió erosión considerable en tiempos posteriores.

No mostramos el atributo Caos para esta área de estudio ya que no hay alguna aportación que se deba estudiar minuciosamente. Este atributo solamente muestra zonas caóticas (fracturamiento y brechamiento producido por el impacto, seguramente) que subyacen a una gran zona blancuzca. Esta zona en tonos blancos son los horizontes de alto grado de continuidad post-impacto.

Continuamos con el atributo Envolvente porque sus valores altos están relacionados con cambios litológicos importantes como los que se dan a través de discordancias o los producidos por cambios rápidos del nivel del mar o ambientes depositacionales. En la Figura 6.2-14 se observan varios “horizontes brillantes” a profundidades de hasta 1000 ms (solo se indican tres: T1, T2 y T3) los cuales se interpretan como: a) cambios importantes litológicos importantes producidos por el impacto directa o indirectamente (los más profundos en la Figura 6.2-14); b) cambios rápidos en el nivel del mar. El remarcado de

estos horizontes se efectuó con mayor facilidad sobre el atributo Coseno de la Fase, pero se mejoró la precisión y el detalle con el atributo Fase (Figura 6.2-14C). También se observan pocos puntos brillantes que pudieran tener algún valor petrolero (posibles acumulaciones de gas) ya que por debajo de algunos de ellos se observan sombras de frecuencias bajas y, en menor cantidad, se observa una geología estructural favorable. Aunque fueran acumulaciones de gas, son muy pequeñas para ofrecer un atractivo económico. Los puntos brillantes restantes son debido a posibles filtraciones de fundido de roca (pequeños diques), a fallas y/o a acumulaciones de conchas.

Hay tres razones irrefutables que establecen el horizonte T3 como el límite Cretácico-Terciario: 1) su alto valor de la envolvente; 2) las frecuencias menores a las observadas por encima de él, ya que se esperan frecuencias menores debido al fracturamiento y brechamiento; y 3) la poca organización de los reflectores por debajo de él, y en menor grado por encima, misma que se aprecia en las diferentes visualizaciones. Se espera la perforación de pozos para confirmar nuestra hipótesis. La textura peculiar de este horizonte se debe a los múltiples fenómenos provocados por el impacto: eyecta, roca de fusión, fallamiento, brechas de impacto (suevitas), tsunamis, etc.

El siguiente horizonte importante, el T2, es una muestra de la transición de un suelo caótico provocado súbitamente a un ambiente más frecuente en la tierra. Este reflector, como lo indican el coseno de la fase, ya muestra más continuidad que el T3; pero muestra señas de afectación posterior por el impacto: reactivación de fallas. Por debajo de este horizonte se muestran frecuencias medias debido a la heterogeneidad litológica y por encima de él se muestran frecuencias altas producto de la depositación rápida debida a los cambios rápidos en el nivel del mar revelados por el atributo Envolvente.

Los atributos Fase, Coseno de la Fase y la línea original no muestran ninguna reactivación de fallas por encima del reflector T1. Es más, no se muestran saltos de falla importante dentro del anillo de picos, solamente se notan algunas actividades tectónicas reflejadas en las curvaturas de los horizontes. Por esta razón es que dicho horizonte es el más continuo de toda la línea ChicxR1. En esta línea, los horizontes más continuos y extensos se observan sobre el horizonte T1 y algunos llegan hasta los 82.5 km (traza 4301).

A distancias más lejanas del centro del cráter, después de pico menor, se observa una pequeña cuenca que se prolonga hasta los 82.5km. Esta cuenca, con un echado casi constante, muestra algunos reflectores un poco curvos, pero en general, continuos. Por debajo de la transición cuenca-pico menor, se observan frecuencias altas y medias. No notándose ningún cambio considerable a estas profundidades.

Aunque sobre algunos horizontes vemos dobleces provocados por fallas, es claramente visible que no hay fallas en todo el anillo de picos, ni por debajo ni encima. Por debajo se observa una zona altamente fracturada con algunos reflectores aislados (de cientos de metros) y por encima horizontes muy continuos. Dichos dobleces se deben al reacondo y compactación de los sustratos.

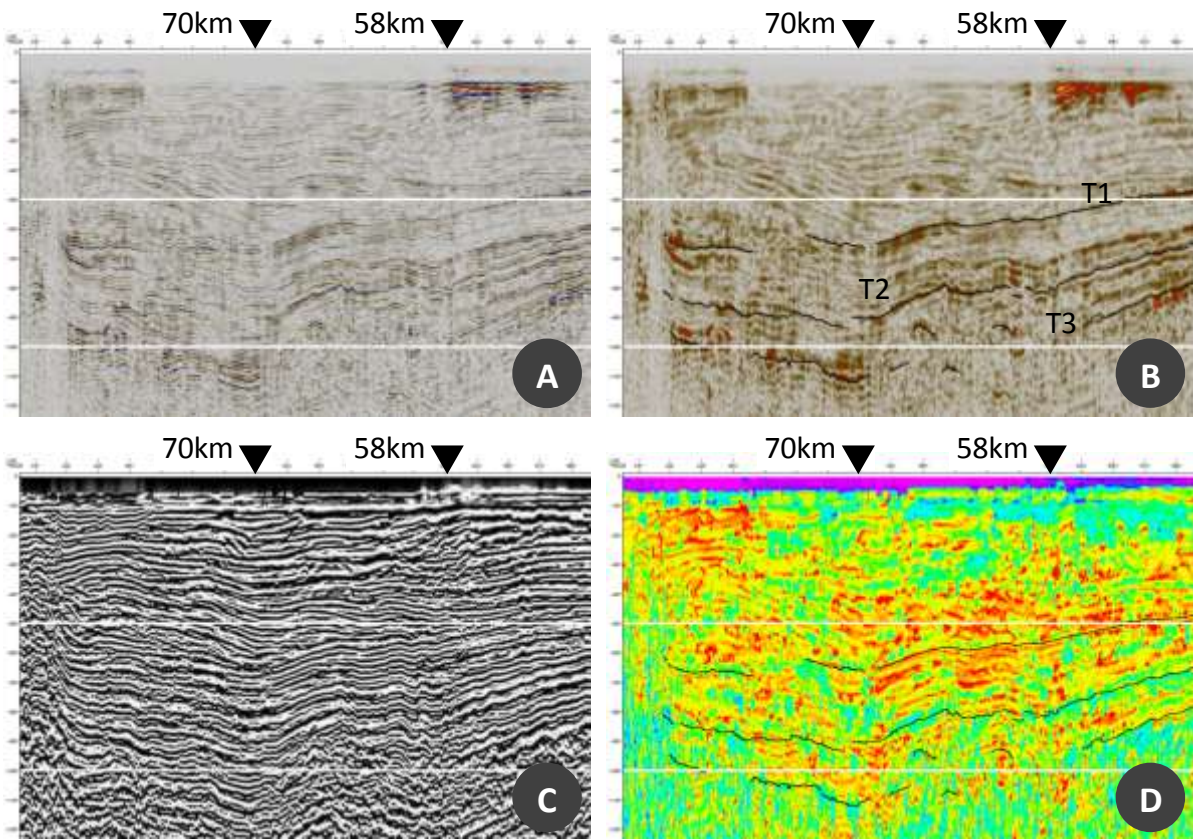


Figura 6.2-14 Anillo de picos y cuenca anular. Las líneas blancas indican los primeros 500ms y 1000ms.

Debajo de este anillo de picos se observan algunos reflectores cruzados (Figura 6.2-15) producidos posiblemente por el encuentro de la gran cantidad de material desplomado durante la formación del cráter o, también muy probablemente después del impacto. El flujo de material ocurrido durante la etapa de excavación del cráter, también pudiera ser el origen de esta textura; pero la firma sísmica es más parecida a la de reflectores que se cruzan. Estos reflectores cruzados son, por lo tanto, la expresión del encuentro entre el desplome del levantamiento central y del borde del cráter.

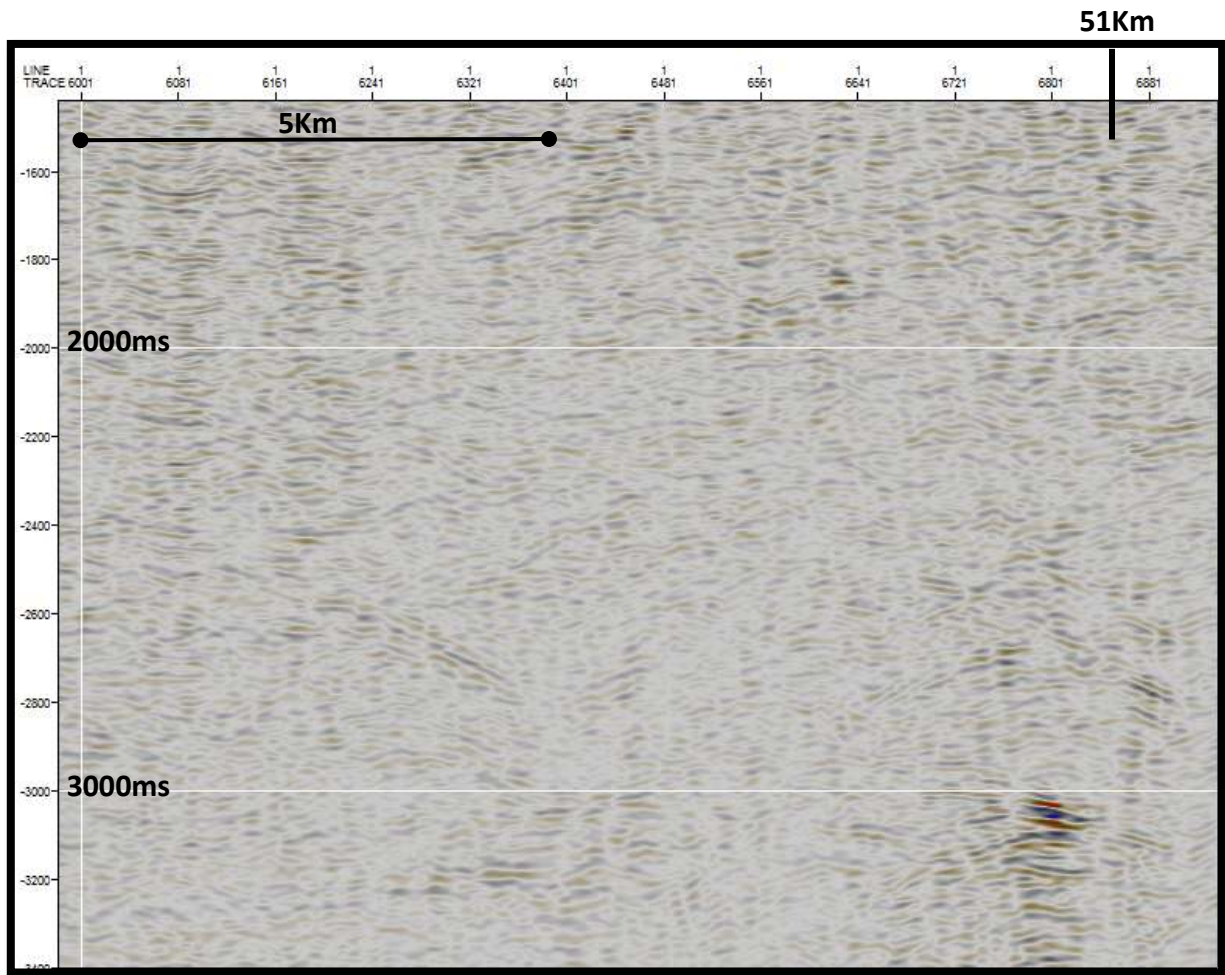


Figura 6.2-15 Reflectores cruzados.

**Anillo Interno.** Al igual que para identificar el anillo de picos, aquí se basó en la visualización del atributo Caos y de la Frecuencia Instantánea como criterio para ubicar el anillo interno. Además de la interpretación tradicional seguida en este trabajo para identificar el anillo interno, se correlacionó la línea ChicxR1 con la ChicxR3 dado que algunos autores discrepan en la ubicación del mismo. Dicha correlación visual se hizo para todos los despliegues de los atributos, para las líneas enteras y para detalles particulares. De todas las correlaciones con los atributos, mostramos las que se hicieron para el atributo Frecuencia Instantánea y para el atributo Caos en las Figura 6.2-16y Figura 6.2-17, respectivamente. La correlación visual de los anillos en la Figura 6.2-16 es totalmente evidente y no necesita más discusión. En la Figura 6.2-17 se aprecia la variación horizontal de los valores de este atributo. Localmente, se observan más zonas caóticas en zonas más lejanas al centro del cráter. También se puede notar, sobre todo en la línea ChicxR1, que las firmas caóticas no son iguales dentro del mismo anillo interno. Esta diferencia marca



las zonas delimitadas por las distancias marcadas en la Figura 6.2-17 y nos hace pensar que la formación de anillo interno se llevó en etapas.

Todos los paneles de la Figura 6.2-18, junto con la Figura 6.2-17, muestran claramente que el Anillo interno está conformado a su vez por dos partes delimitadas por las siguientes distancias: 83 km, 88 km y 96 km (trazas 4281, 3841 y 3201). Por lo tanto, el anillo interno tiene una extensión de aproximadamente  $96\text{ km} - 83\text{ km} = 13\text{ km}$ . La sección en el intervalo 83km-88km es predominada por fallas que llegan hasta los 1000ms mientras que la sección del intervalo 88 km-96 km es inundada de texturas caóticas de baja frecuencia correspondientes a brechamiento inducido por el impacto. Es decir, el anillo interno se formó en dos etapas distintas.

Este anillo se muestra al centro de los paneles B y D de la Figura 6.2-18 como una zona altamente caótica que asemeja una cascada distorsionada a una distancia de 83 km del centro del cráter (traza 4281). Esta zona es acotada por dos grandes fallas (de las cuales se muestra sólo una) que truncan una gran cantidad de horizontes a ambos lados. Estos horizontes -incluyendo T1, T2 y T3- se pierden y será muy difícil delinear su continuación al otro lado del Anillo interno.

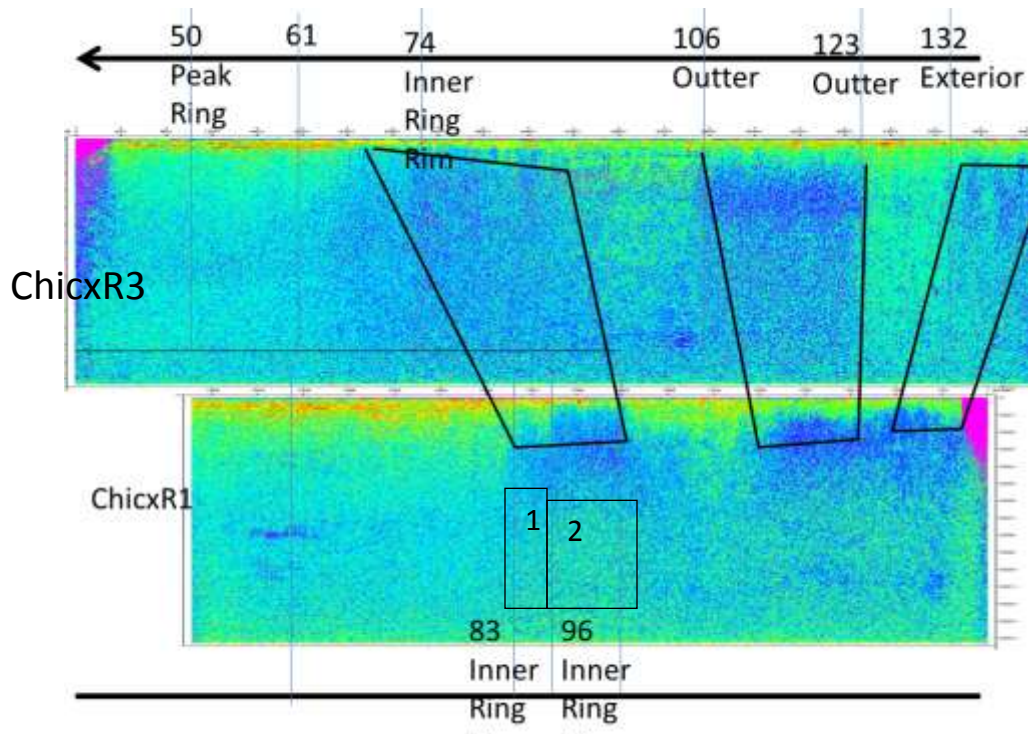


Figura 6.2-16 La línea ChicxR1 se ha invertido horizontalmente con fines comparativos. La flecha apunta hacia el centro del cráter y los números son las distancias en km al mismo.

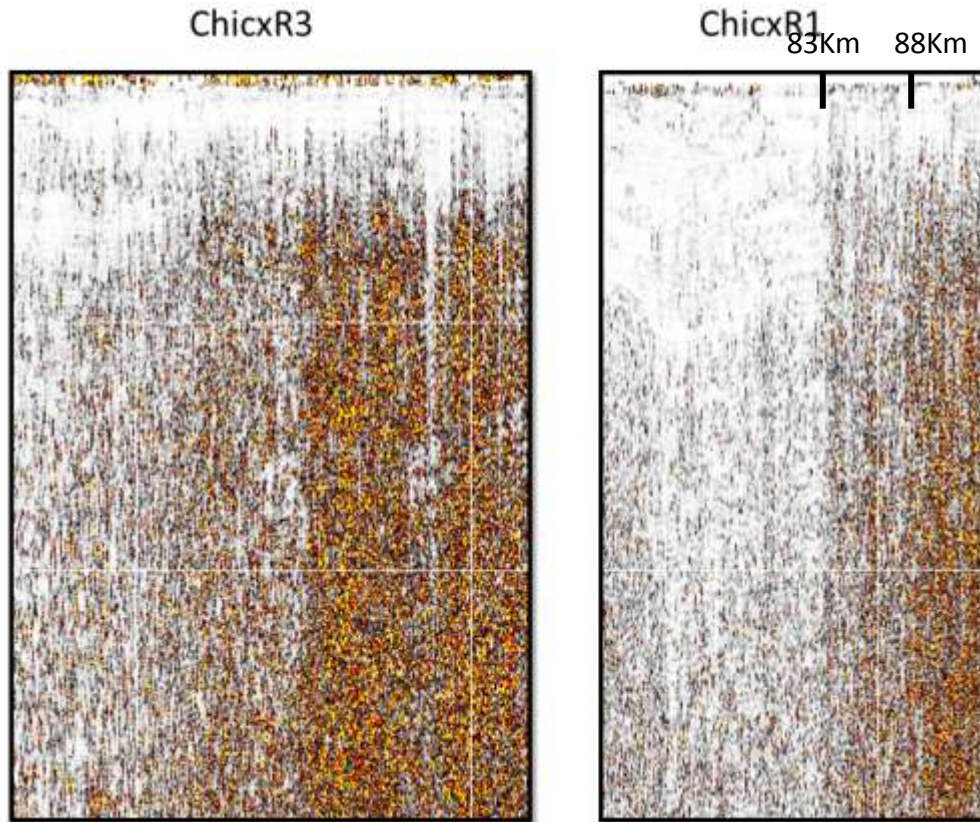


Figura 6.2-17 Atributo Caos que muestra caoticidad en incremento de izquierda a derecha, es decir, del centro del cráter hacia las orillas. El perfil chicxR1 fue reflejado horizontalmente con fines interpretativos. Cada cuadro formado por las rectas blancas es de 25km X 1000ms para ambos recuadros.

En la misma Figura 6.2-18 se muestran los horizontes en color negro y las fallas en color azul. La gran cantidad de fallas y texturas caóticas hacen inconveniente delinearlas para que se muestren. Para ello es mejor darse una idea en los atributos Frecuencia Instantánea y Caos. Estos mismos atributos muestran el cambio abrupto de texturas sísmicas dentro y fuera del anillo interno:

Dentro. Se observa gran caoticidad debida a fallas por arriba de los 500ms y brechamiento en partes más profundas, este último indicado por los tonos fríos en el atributo Frecuencia Instantánea.

Fuera. El atributo Frecuencia Instantánea revela una variación horizontal de frecuencias ya que se observan frecuencias altas sobre el anillo de picos, frecuencias bajas dentro del anillo interno y frecuencias medias en el otro extremo del anillo interno. Estas frecuencias medias y altas corresponden a estratos bien definidos y con buena continuidad.

Para esta línea, el atributo envolvente de la traza muestra las mismas características que la línea original y por eso no se muestra.

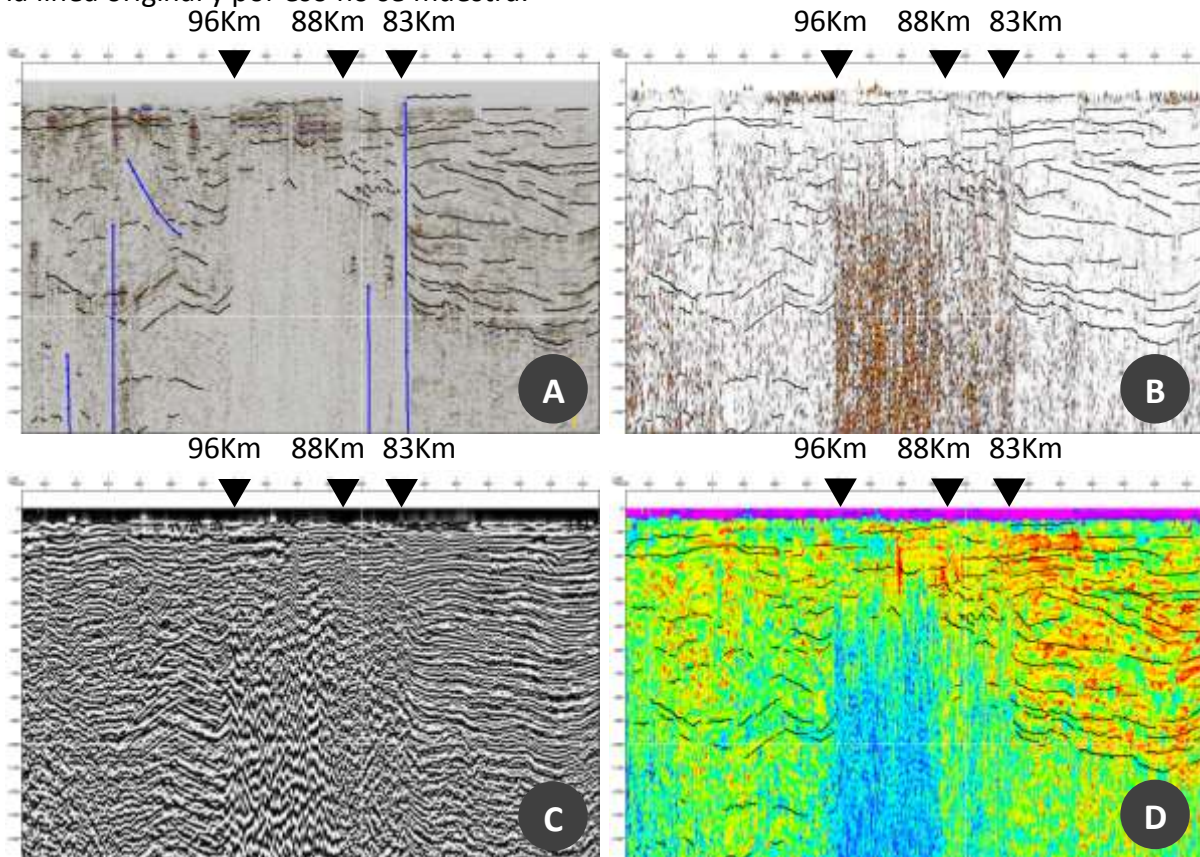


Figura 6.2-18 Anillo Interno. Los horizontes más importantes se muestran en color negro. Se muestran algunas fallas principales en el panel A. Las zonas que no muestran horizontes en color negro son zonas de alto índice de Caos.

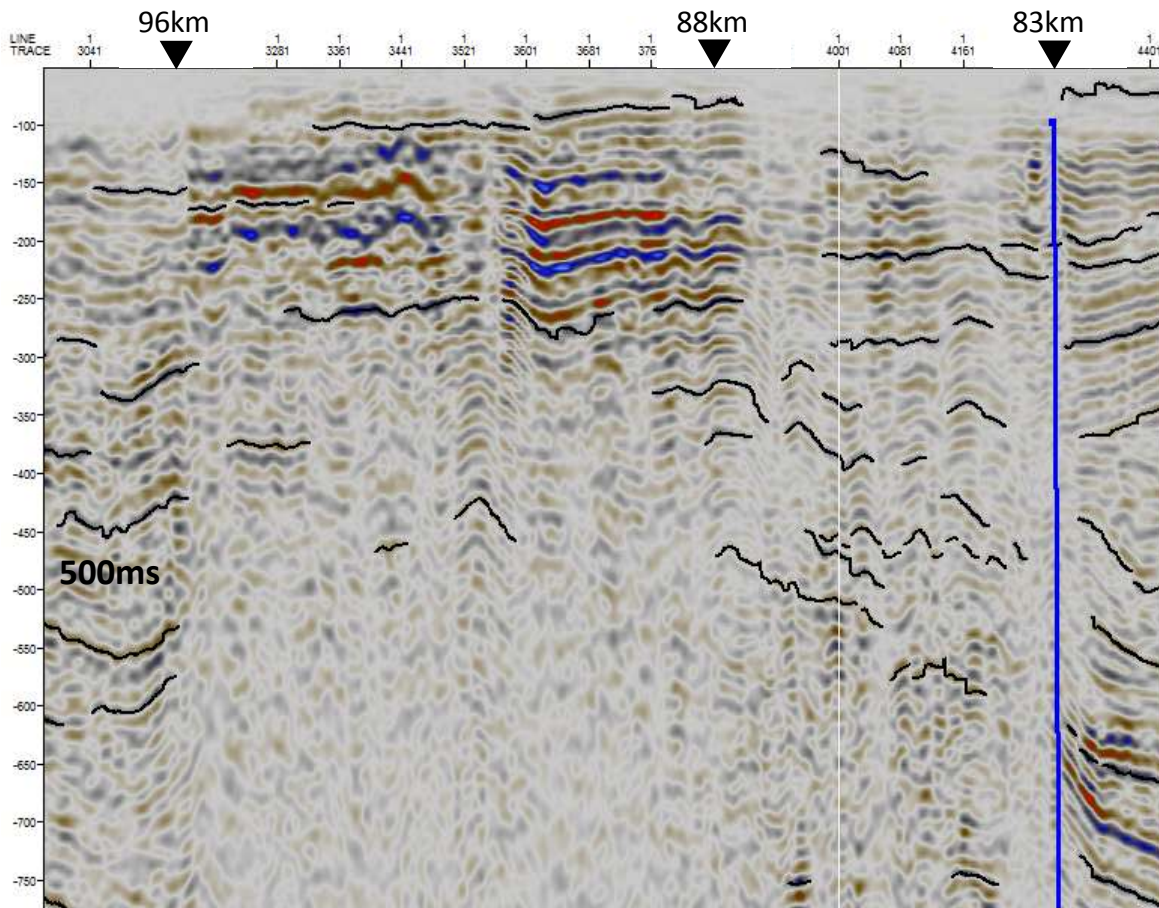


Figura 6.2-19 Detalle del anillo interno en la línea ChicxR1. Por debajo de los 500ms se observa mejor la naturaleza de las dos partes que conforma al anillo.

**Terrazas reflector Jurásico-Cretácico.** Este reflector no es claramente visible; pero se intentó localizar al correlacionar esta línea sísmica con la ChicxR3. Se espera que este reflector se encuentre a una profundidad parecida a la que se encontró en la línea ChicxR3 por lo que se descartarán profundidades mayores. También deberían tener una respuesta sísmica parecida, la cual se debe apreciar en los atributos.

Ninguna de las visualizaciones efectuadas reveló claramente la posición de este reflector. El atributo Coseno de la Fase mostró lo que parecía un gran reflector a una profundidad de 1950ms y a una distancia de 71.3km (traza5201); pero al compararlo con los demás atributos se descartó la posibilidad ya que no tiene un valor alto de la Envolvente como para ser un cambio de periodo geológico y la frecuencia instantánea mostró que solamente es un pequeño reflector de muy baja frecuencia. En otras zonas de la línea ChicxR1, a profundidades muy parecidas, se observa nuevamente este patrón conllevando de nuevo a la misma interpretación.

No se pudo localizar el reflector Jurásico-Cretácico en la línea ChicxR1. Suponemos que la litología que mapea esta línea es más frágil que la que se encuentran en la parte Noroeste del cráter (ChicxR3). Esta fragilidad hizo que los horizontes más lejanos del anillo interno se fracturaran casi completamente produciendo muchas zonas caóticas. Los sustratos por debajo del anillo de picos confirman nuestra suposición de litologías distintas sobre las líneas ya que en la ChicxR3 no se aprecian reflectores continuos mientras que en la línea ChicxR1 se observa una gran cantidad de reflectores truncados.

Aunque no hay reflectores suficientemente continuos para señalar los grandes bloques desplomados; hay muchos horizontes pequeños que, en conjunto, muestran las tendencias por debajo del anillo de picos en la Figura 6.2-20. Si observamos la tendencia de las fallas, veremos que la zona de terrazas se podría prolongar hasta los 106km (traza 2401). A esta distancia encontramos la parte más somera de la terraza que se hundirá muy profundo por debajo de los 4000ms a distancias más cercanas al cráter.

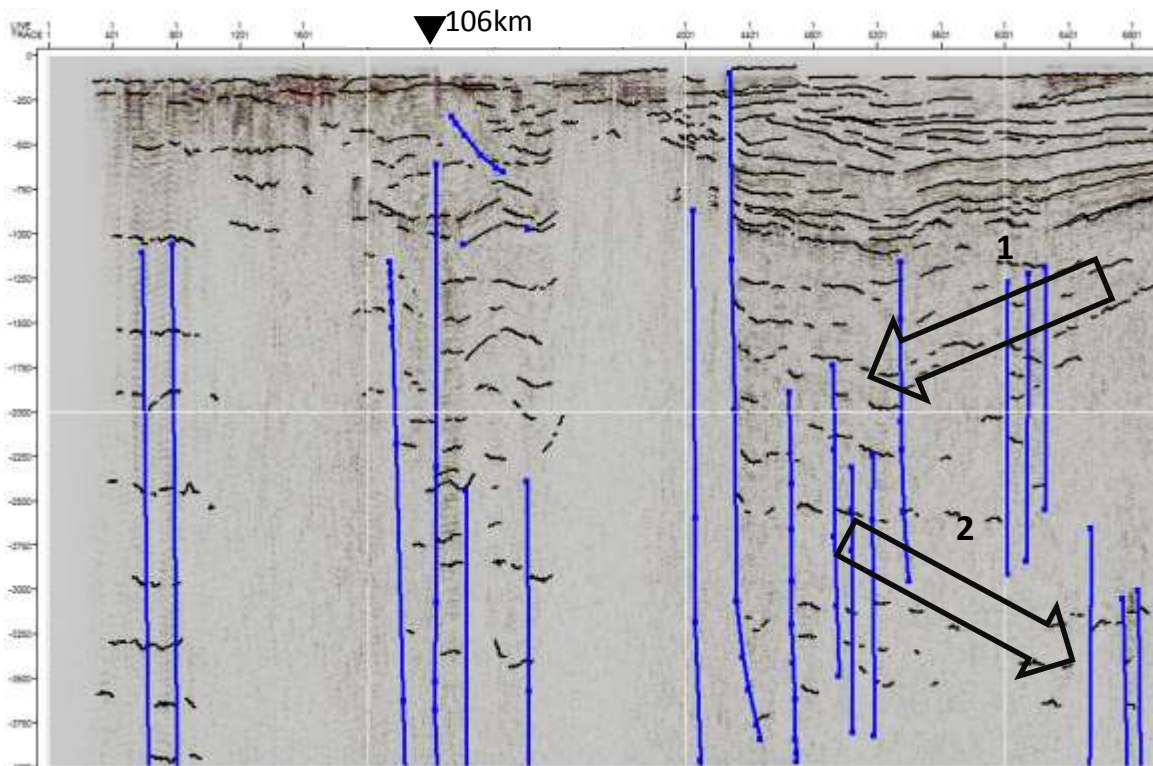


Figura 6.2-20 Se muestra la zona de terrazas. La flecha 1 indica la tendencia producida en las fallas y horizontes por un alto estructural (anillo de picos); la flecha 2 muestra la Zona de Terrazas y bloques desplomados. El centro del cráter se encuentra en la misma dirección horizontal de la flecha 2.

**Anillo Externo (*Outer Ring*).** Tomando como referencia la interpretación hecha para la línea ChicxR3 y la Figura 6.2-16, el anillo externo se ubicó alrededor de los 116 km (traza 1601). Se proporciona solamente el punto medio de la localización ya que en esta línea el

anillo externo parece tener una extensión pequeña de aproximadamente 5km. En la Figura 6.2-16 se muestra que por debajo de cada uno de los anillos, a profundidades entre los 1000 ms y los 6000 ms, predominan las frecuencias bajas (tonos azules); en los primeros 1000 ms predominan las frecuencias medias y altas; y a por debajo de los 6000 ms tenemos mezcla de frecuencias bajas y medias. A lado de los anillos se observan frecuencias mayores a las observadas dentro del anillo. Otro atributo que sirvió para identificar esta zona es el denominado Caos.

El atributo Frecuencia Instantánea, en la Figura 6.2-21D, se aprecian altas frecuencias por arriba de los 500 ms, estas frecuencias indican estratificación delgada (muy probablemente lutitas) y es confirmada por los atributos Coseno de la Fase (Figura 6.2-21C) y Fase. Aunque a estas profundidades no se observan saltos de fallas prominentes no se puede pasar por alto las curvaturas de los reflectores, misma que es producto del reacondo y reactivación de fallas (Figura 6.2-22).

Por debajo de estos reflectores continuos encontramos una zona altamente fracturada indicada por los atributos Caos y Frecuencia Instantánea. Esta textura caótica debida a fracturamiento es revelada por las bajas frecuencias que muestra y también es fácilmente distinguible cuando observamos más a detalle la zona (Figura 6.2-22). Como podemos ver en todas las visualizaciones, el anillo externo no está exactamente delimitado, mas bien, se dan transiciones graduales entre el anillo externo y las zonas adyacentes. Toda la zona con fracturamiento y brechamiento corresponde a litologías del Cretácico y algunas pocas del Terciario. Por arriba de ellas se observan los horizontes más continuos del Terciario.

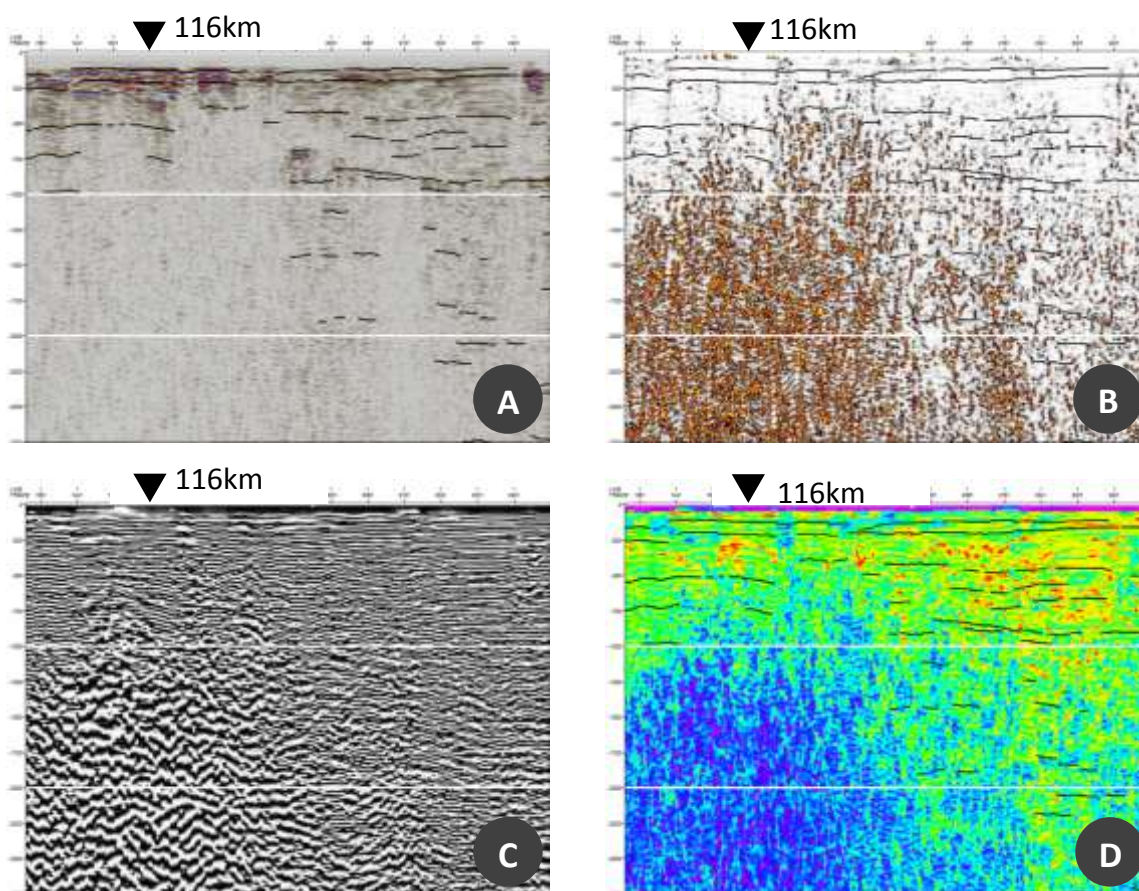


Figura 6.2-21 las líneas horizontales marcan los 1000ms y 2000ms de profundidad. Las líneas negras en el atributo Frecuencia instantánea son horizontes.

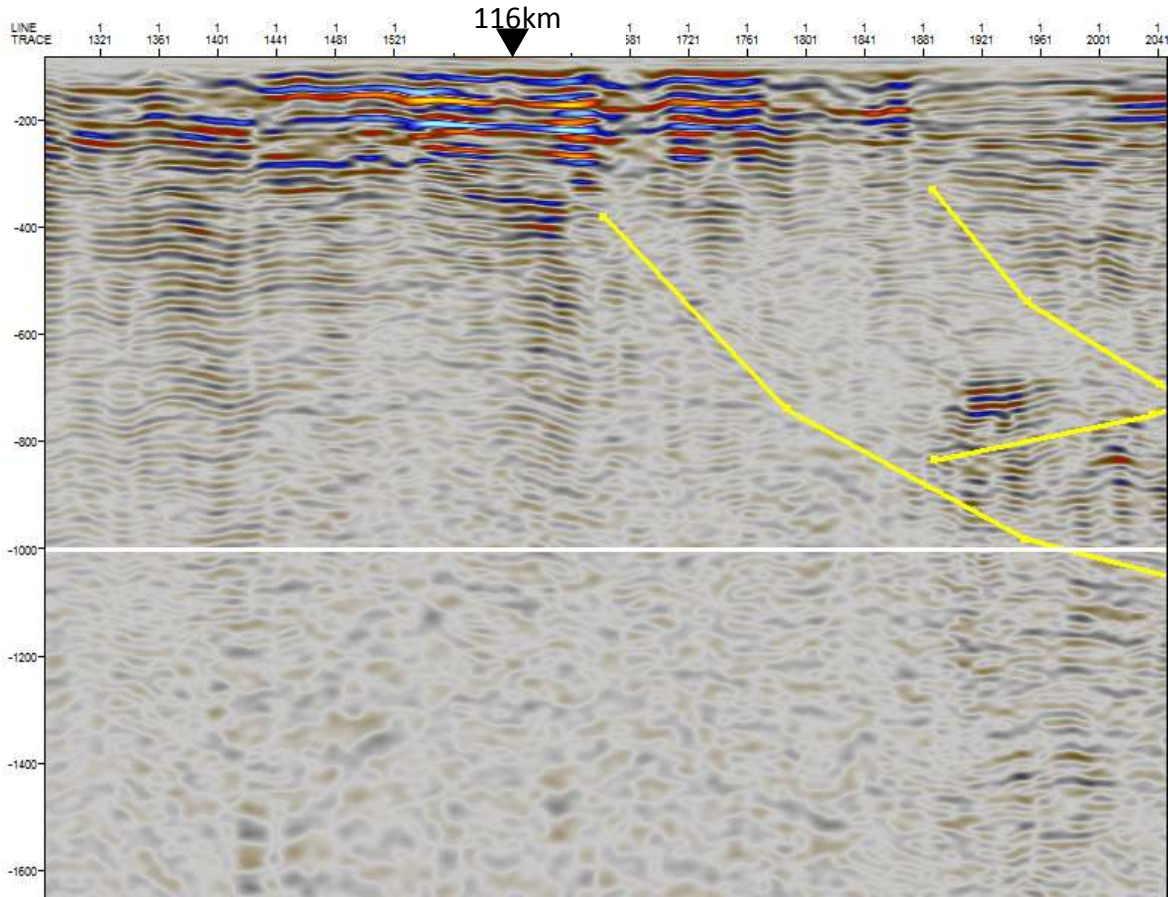


Figura 6.2-22 Se muestra el intenso fallamiento en la parte más somera, la caoticidad de los reflectores más profundos y algunas “fallas subhorizontales” .

**Anillo Exterior (Exterior ring).** Esta es una zona difícil de visualizar sobre la línea ChicxR1 pero se puede obtener de la correlación que se muestra en la Figura 6.2-16. En esa misma figura se observa que la transición entre los anillos externo y exterior es muy rápida, de solamente algunos cientos de metros, pero el anillo Exterior, con centro a los 126 km (traza 801), tiene una extensión aproximada de 10 km, Figura 6.2-23.

En la Figura 6.2-23 se muestra el atributo Frecuencia instantánea que muestra un patrón muy extraño: “horizontes” de frecuencias muy bajas alternando con frecuencias ligeramente más altas. El atributo Coseno de la fase también los muestra así y la línea original enseña un patrón similar. Quizás estos reflectores extraños son constituidos por sedimentos que llenaron rápidamente alguna depresión submarina creada por el impacto. Esta pudiera ser la explicación de tales “frecuencias tan bajas”.



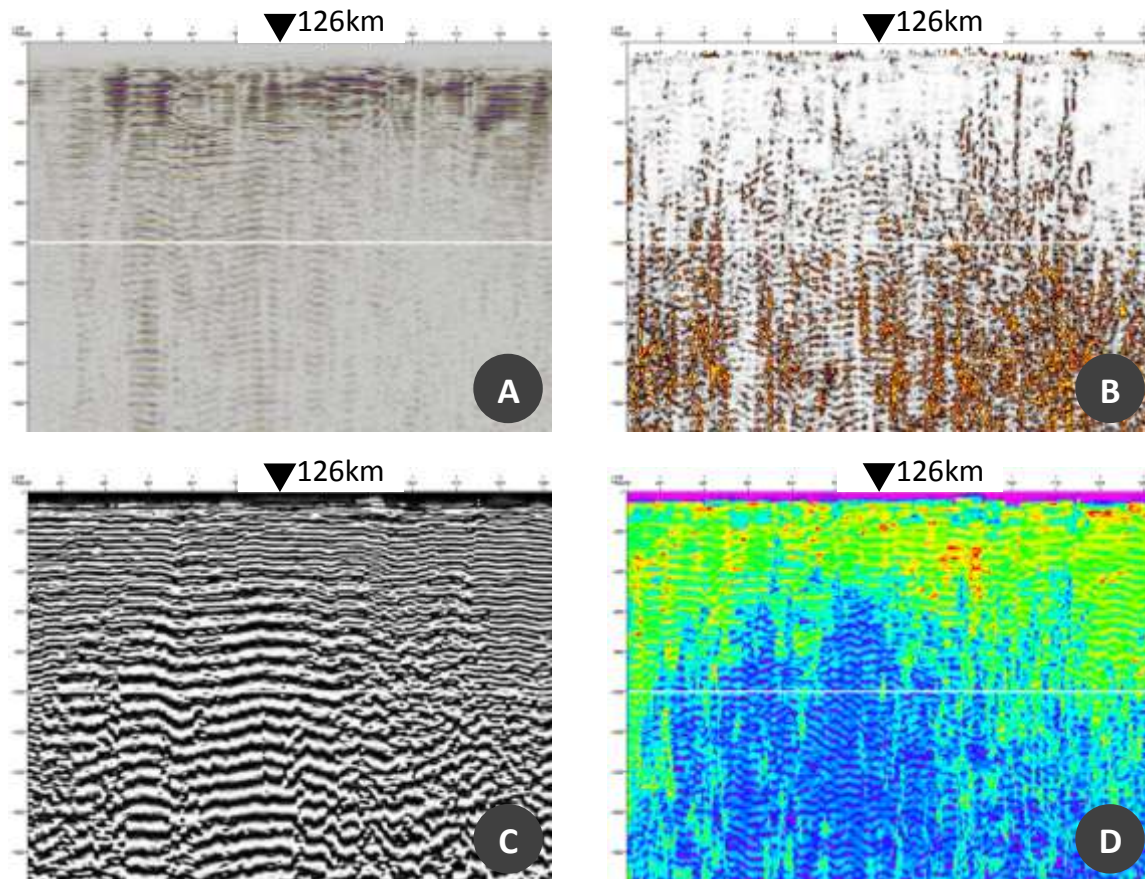


Figura 6.2-23 Anillo Exterior. Se puede apreciar incluso en el panel D los “horizontes” de frecuencias.

### 6.2.3 ChicxR5

Por último tenemos la línea ChicxR5 que, aunque es pequeña, no deja de ser importante ya que por su lejanía (94km) al centro del cráter debe mostrar una sedimentación continua y poco fallamiento. La falta de actividad tectónica de la zona hará que la línea muestre nítidamente horizontes de interés que se podrán correlacionar con otras zonas más cercanas al cráter que tengan una firma sísmica semejante. La Figura 6.2-24, además de confirmar claramente todas nuestras expectativas, también revela dos horizontes altamente energéticos que con toda seguridad podríamos afirmar son los correspondientes a los límites Jurásico Cretácico y Cretácico-Terciario. El primero está a unos 1500ms y el segundo entre los 300ms y los 400ms. En la misma figura se observan algunas alteraciones estructurales menores como son fallas pequeñas, algunos horizontes un poco curvados debido a posibles fallas más profundas y algunas pequeñas texturas caóticas (no reveladas fácilmente con el atributo Caos).

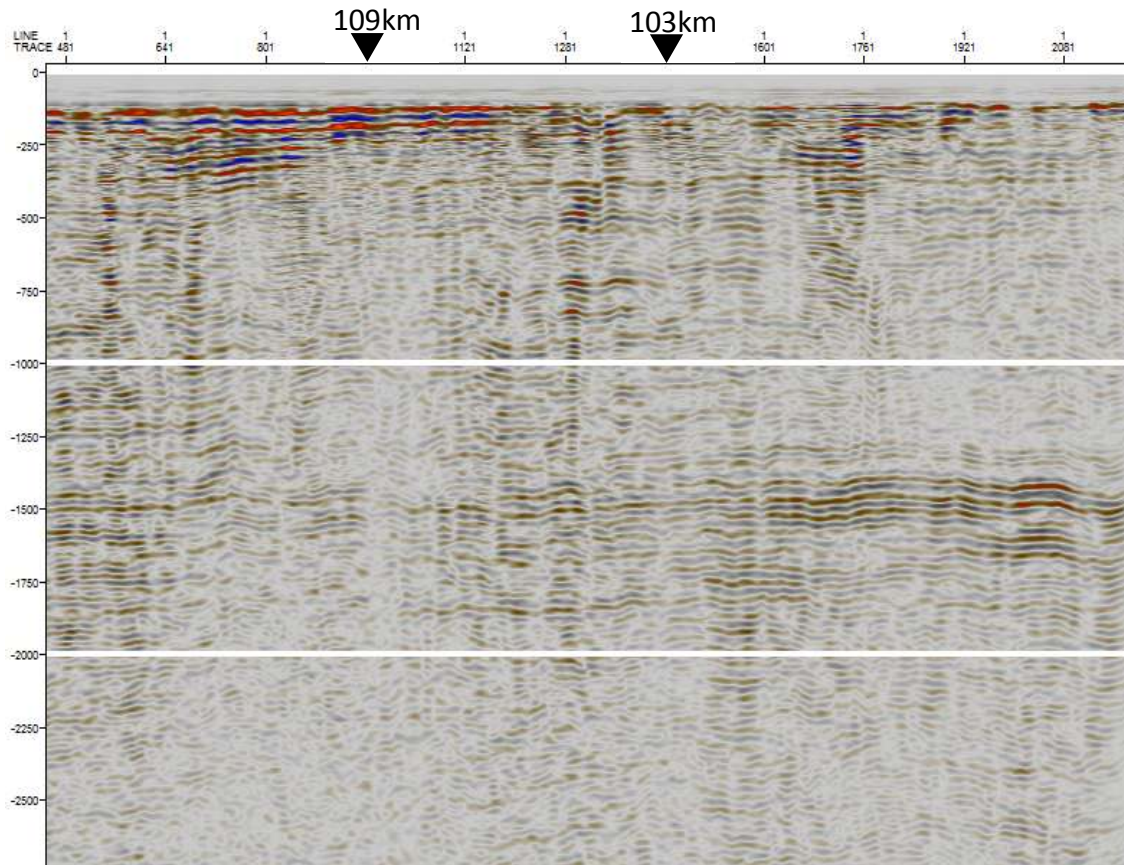


Figura 6.2-24 Línea ChicxR5.

El paquete de reflectores alrededor de los 1500 ms de profundidad corresponde al Cretácico ya que el espesor y la profundidad son similares a los que forman la zona de terrazas en la línea ChicxR3. Estos reflectores tienen un alto grado de paralelismo como puede observarse en cada una de las tres figuras siguientes. Los “reflectores” que rodean este paquete no son tan caóticos como podría uno observar en la Figura 6.2-25A. La alta concentración de tonos amarillos en esa visualización del atributo Caos se debe a la gran cantidad de “orden” del paquete de reflectores antes mencionado, no a la firma caótica que pudieran tener los reflectores. De hecho, se han marcado algunos horizontes sobre el atributo Caos para mostrar que sí tienen una buena continuidad, incluso, hasta de algunos kilómetros. Entre los 103km y 109km (trazas 1441 y 961, respectivamente), y por debajo de los 1500 ms, se observa una zona caótica genuina. Esta zona caótica está confirmada por la textura típica en el atributo coseno de la fase, Figura 6.2-25C y por las muy bajas frecuencias que se observan en la Figura 6.2-25D. La Figura 6.2-24 muestra, por medio de los horizontes del cretácico, que esta zona caótica es la base de un desplome leve ya que por arriba de los horizontes del cretácico se observa un patrón de fallas.

La zona casi no muestra frecuencias bajas, la mayoría son frecuencias medias y algunas altas en los primeros 600ms de profundidad. Estas frecuencias altas indican estratos delgados y se puede confirmar en el atributo Coseno de la Fase.

Dada la longitud de la línea y lo uniforme de su firma, no se pudo colocar sobre alguna característica de un cráter multianillo. Comparando con la firma de la línea ChicxR3 se podría pensar que pertenece a una zona muy alejada del centro del cráter. Quizás en la parte del anillo exterior y con mayor probabilidad una zona fuera de todas estas estructuras.

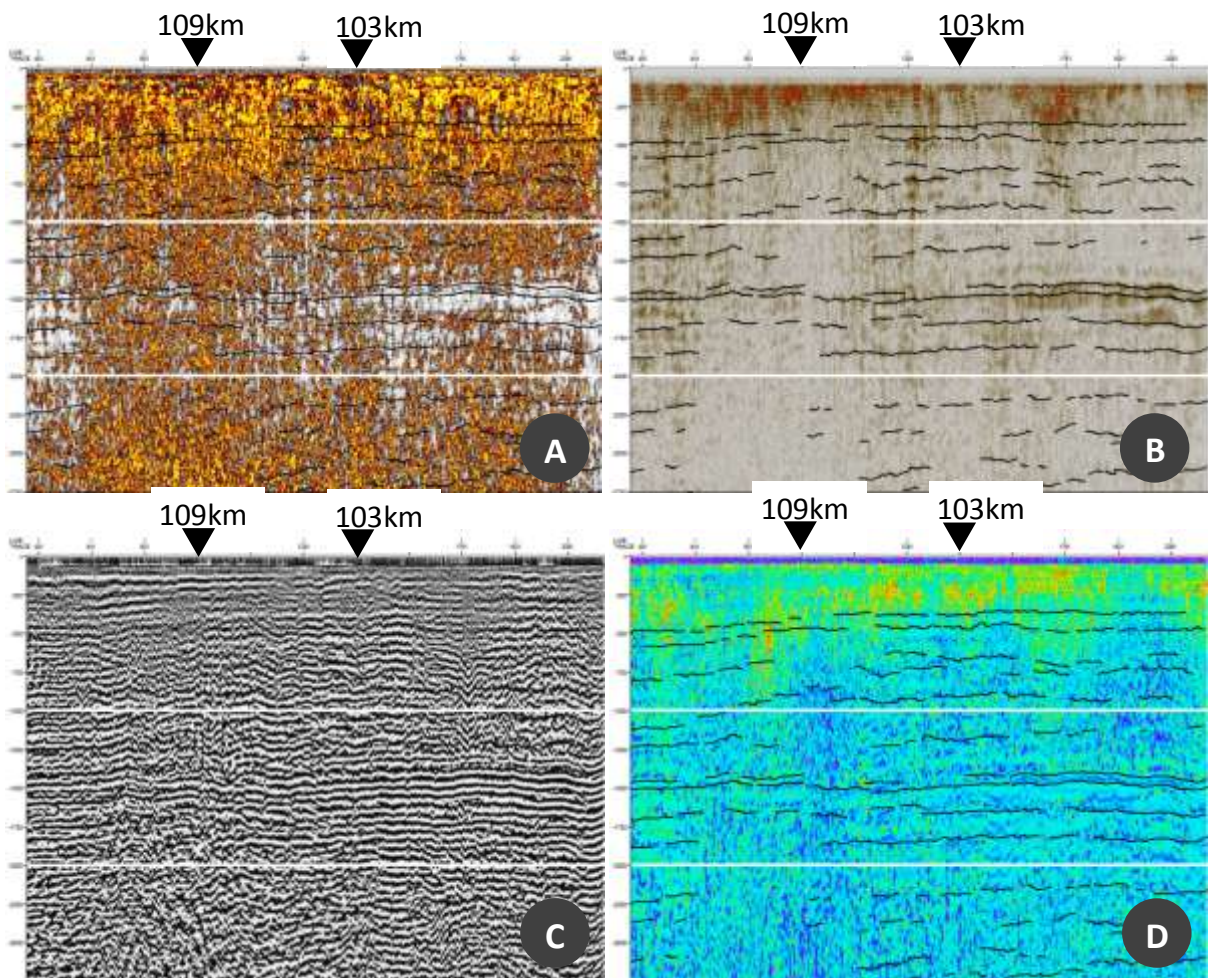


Figura 6.2-25 Línea ChicxR5. Cada visualización tiene dimensiones de 25km X 3000ms.

Aunque no coinciden espacialmente, esta línea y la Chicx-A se puede comparar ya que son paralelas y muy cercanas como puede verse en la Figura 3.2-1. Pare ello se tomó la Figura 3b del trabajo de Morgan de 1997, en la cual muestra la interrupción de los reflectores del cretácico, y se comparó con el atributo Coseno de la Fase, Figura 6.2-26. A

pesar de que las dos líneas corresponden a campañas y procesados distintos, se nota fácilmente que los espesores son muy parecidos al igual que las profundidades. En la sección ChicxR5 no se muestra interrupción de los reflectores pero sí se aprecia una ligera perturbación de los mismos. Los reflectores alrededor de los 1000ms que se aprecian en la primera mitad de la Figura 6.2-26B se muestran muy difusos en su contraparte del panel A.

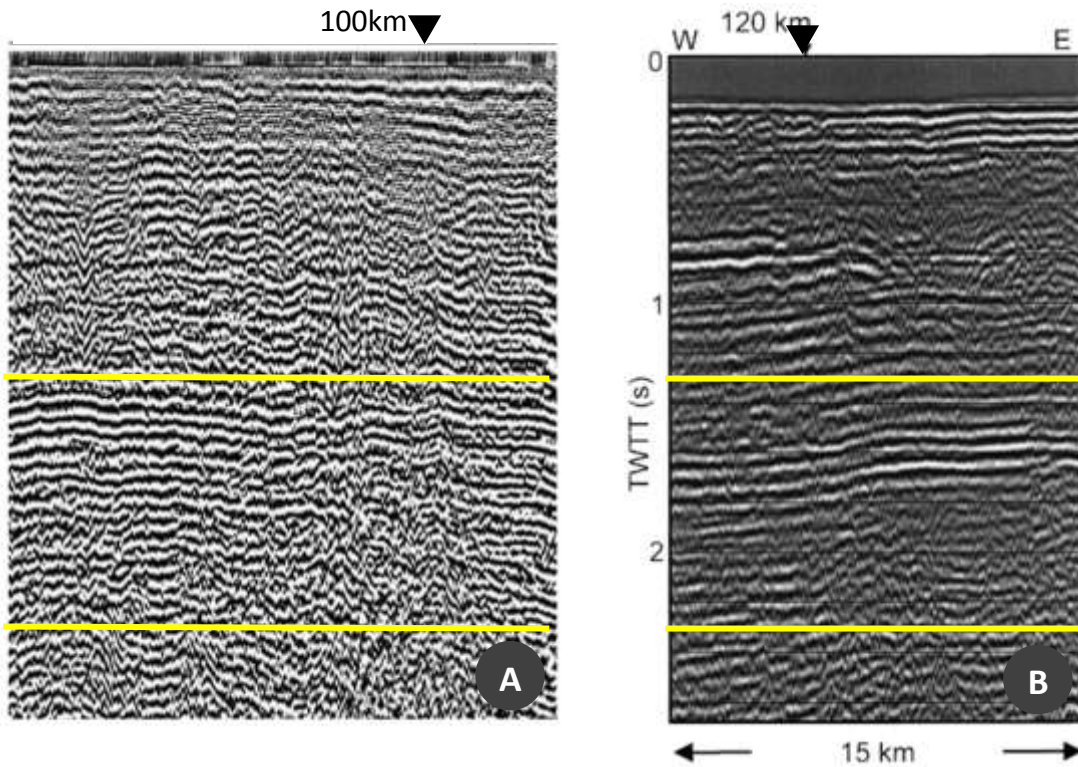


Figura 6.2-26 Secciones de las líneas A) Chicx-R5 y B) Chicx-A. La imagen del recuadro A es el reflejo horizontal de una parte de la línea ChicxR1 y la del recuadro B se tomó de Morgan et al, 1997. Las rectas amarillas marcan los primeros 1000ms y 2000ms de profundidad. La distancia marcada es al centro del cráter ubicándose este último hacia el este (E).

## 6.3 Discusión e Interpretación Integral

Es en esta sección donde se analiza e integra todos los resultados de las secciones anteriores por lo que aquí se muestran las visualizaciones de todos los atributos sobre la línea completa así como su interpretación. Estas visualizaciones se podrán consultar de la Figura 6.3-1 a la Figura 6.3-13 de las páginas siguientes.

Dentro de las líneas, el atributo Caos muestra un mayor “orden” dentro del cráter (predominancia de colores blancos) que inmediatamente fuera de él. La explicación a este fenómeno nos la proporciona toda la litología metamórfica justo por debajo del cráter contrastando con las brechas y el fracturamiento, natural e inducido, por el impacto justo en las afueras del cráter. Conforme nos alejamos de esta zona fracturada y del cráter, a pesar de que se observa una disminución en el atributo Caos, no pasa inadvertida la gran cantidad de fallas existentes a distancias mayores.

El mismo atributo, sobre todo en la parte profunda de la línea ChicxR3, revela dos bloques inmensos que fueron movidos por el impacto. Estos bloques se encuentran entre los anillos (Anillo-Interno---Bloque---Anillo-Externo---Bloque---Anillo Exterior). Por lo tanto, los anillos son la expresión superficial del desplome de todo el material entre estos bloques así como del fracturamiento inducido por el meteorito.

La sísmica también revela una textura en forma de arco circular que se muestra dentro y por debajo del cráter en la parte Noroeste mientras que en la parte Noreste pasa el anillo interno. Esta textura muy peculiar es diferente de la de una falla lítrica como puede verse en la Figura 6.2-22. Estas “marcas circulares de impacto” sugieren una posición del punto de impacto indicado por la intersección de los radios de curvatura. Estos arcos se muestran en color amarillo.

Justo por debajo del anillo de picos se encuentra otra textura sísmica interesante a profundidades pequeñas. Esta textura sísmica se conforma de horizontes encontrados, es decir, con echados conjugados. Se interpretan como el encuentro de dichos reflectores durante el desplome de las paredes del cráter transitorio y del levantamiento central.

Independiente de la línea observada y del atributo, se observa que cada zona tienen expresiones sísmicas que van hasta zonas más profundas, como puede verse en cada una de las “figuras globales”. En particular, en los atributos Caos y Envolverte de la Traza de la línea ChicxR3 pueden observarse: a) un levantamiento central a una profundidad de aproximadamente 9000 ms y b) la expresión semejante a la de un cráter, pero a profundidades entre 4000 ms y 10000 ms. Entonces, muchas de las características a unos pocos kilómetros solamente son las expresiones superficiales de todas las características

profundas generadas por el impacto. Es decir, la forma del Moho por debajo del cráter tiene forma semejante al del cráter.

Estas expresiones profunda de las zonas consideradas nos proporcionan una idea de la dirección de impacto del meteorito. Si el impacto hubiera sido oblicuo, se esperaría que las zonas más cercanas al centro del cráter (como la zona debajo del anillo de picos o incluso hasta el Anillo interno) tuvieran características oblicuas. No se espera la misma firma subterránea para un impacto oblicuo de uno de incidencia normal.

La capa de sedimentos del terciario es menor en la parte Noroeste del cráter que en la parte Noreste, Figura 6.2-4, Figura 6.2-14 y Figura 6.2-26. Es en esta última porción del cráter donde hay más continuidad de reflectores los cuales se observan incluso a profundidades de 1000ms. De esta línea sísmica es la zona donde se observan horizontes tan continuos a grandes profundidades.

Debajo de los sedimentos del párrafo anterior tenemos los anillos de picos. El anillo de picos de la línea ChicxR1 es más irregular que el de la línea ChicxR3 debido a que ambas partes no experimentaron la misma erosión. Dado que creemos en un impacto de incidencia normal, los cambios eustáticos del nivel del mar y la diferencia de altitudes de ambos picos, son los detonantes de dicha diferencia en erosión.

La tendencia de la zona de terrazas es de prolongarse hasta por debajo del anillo de picos pero tales desplazamientos no se observaron claramente. La ausencia de fallas por debajo del anillo de picos es un indicativo de que el material que lo conforma se comportó de manera dúctil o similar a un fluido durante el proceso de formación del cráter y/o hubo metamorfismo de impacto.

En este trabajo coincidimos en la ubicación que muchos autores dan a cada uno de los anillos para la línea ChicxR3 pero para la línea ChicxR1, no. Sobre este perfil sísmico, es un poco incierta la ubicación de los anillos externos y exterior, por lo que solamente proponemos algunas en la Figura 6.2-17; pero estamos muy seguros de la ubicación del anillo interno aunque no concuerde con la mayoría de los trabajos previos. Este anillo interno se formó en dos etapas: primero fracturamiento y metamorfismo; y luego fallamiento de las partes adyacentes al cráter.

Si se compara toda la línea ChicxR5 con las otras dos se verá que tiene más parecido a una pequeña porción de la ChicxR3 lo cual es lógico debido a su cercanía entre ambas. De ahí puede provenir la primera correlación para una interpretación más general utilizando las muchas otras líneas que no se consideraron en este trabajo.

Aunque las tres líneas sísmicas están sobre una plataforma carbonatada; podemos ver, a partir de los atributos sísmicos, que las litologías, regional y local, son distintas. Dentro del cráter y para tiempos posteriores al impacto, se observan reflectores muy continuos dentro del mismo; inmediatamente fuera del cráter es evidente el intenso fracturamiento y los depósitos de brechas.

A diferencia de otros trabajos, la naturaleza de éste nos permite delimitar *cuantitativamente* cada una de las zonas antes descritas.

		Distancia al centro del cráter	
		ChicxR1	ChicxR3
	Anillo de Picos	¿? – 70km	¿?-50km
	Cuenca Anular	70-83	50-74km
<b>Anillo de Fallas</b>	Interno	83-96	74-difuso
	Externo	¿~116?	106-123km
	Exterior	¿~126?	132-140km
	Zona de Terrazas	¿?-96km	¿?-96

Tabla 6.3-1 Resumen de las principales características del cráter Chicxulub.

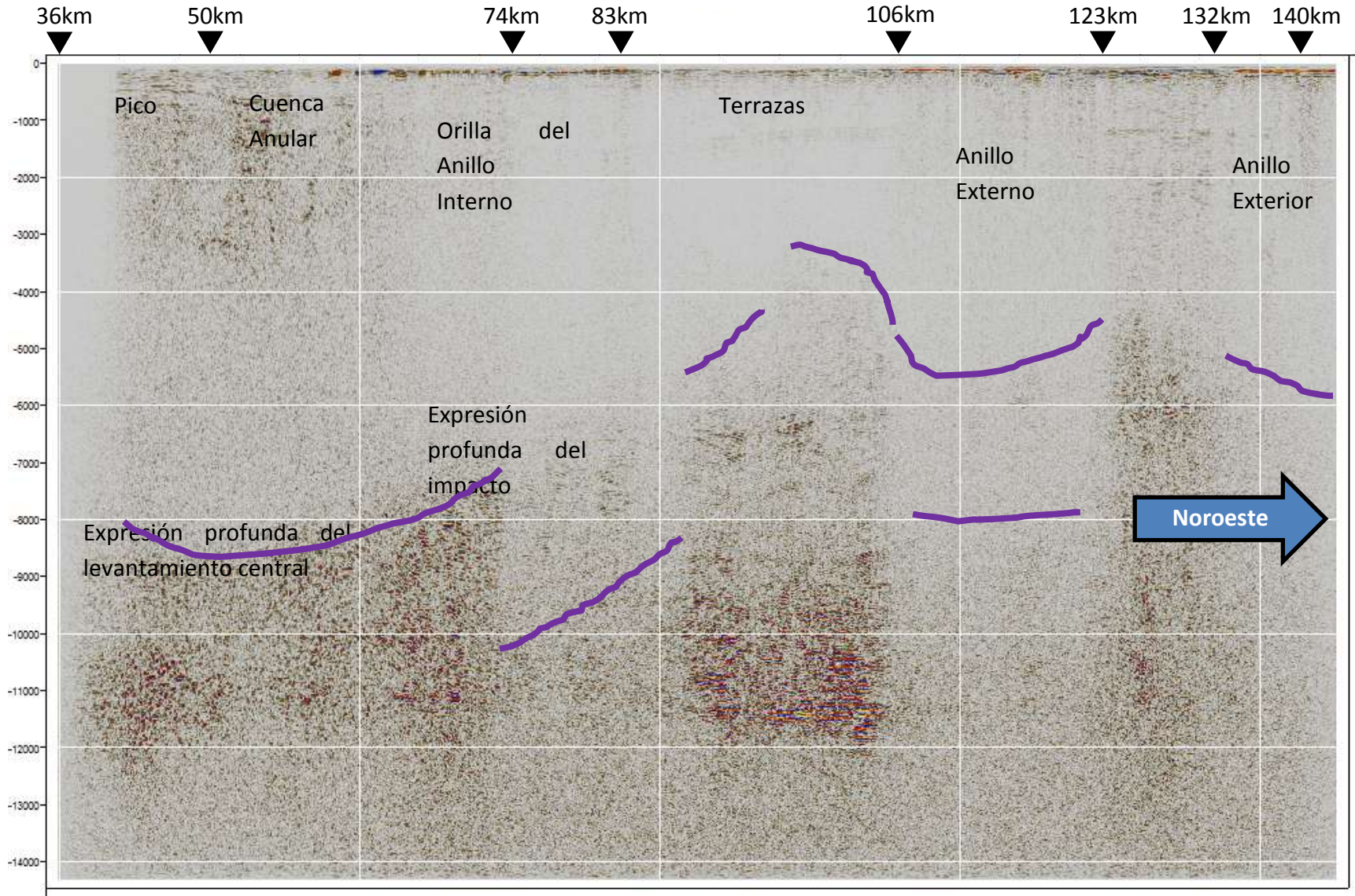


Figura 6.3-1 Línea ChicxR3 y su interpretación.



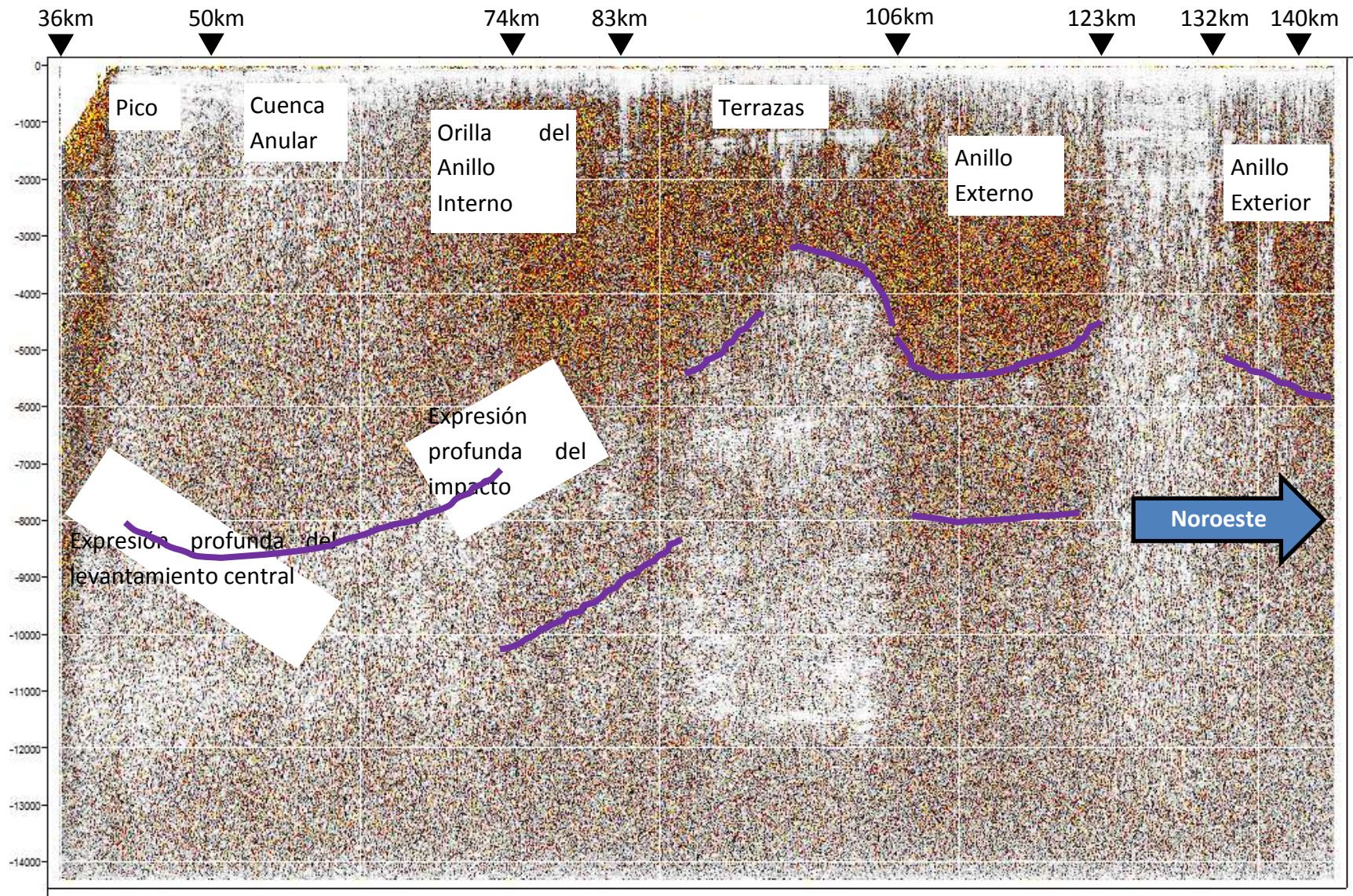


Figura 6.3-2 Atributo Caos de la línea ChicxR3.

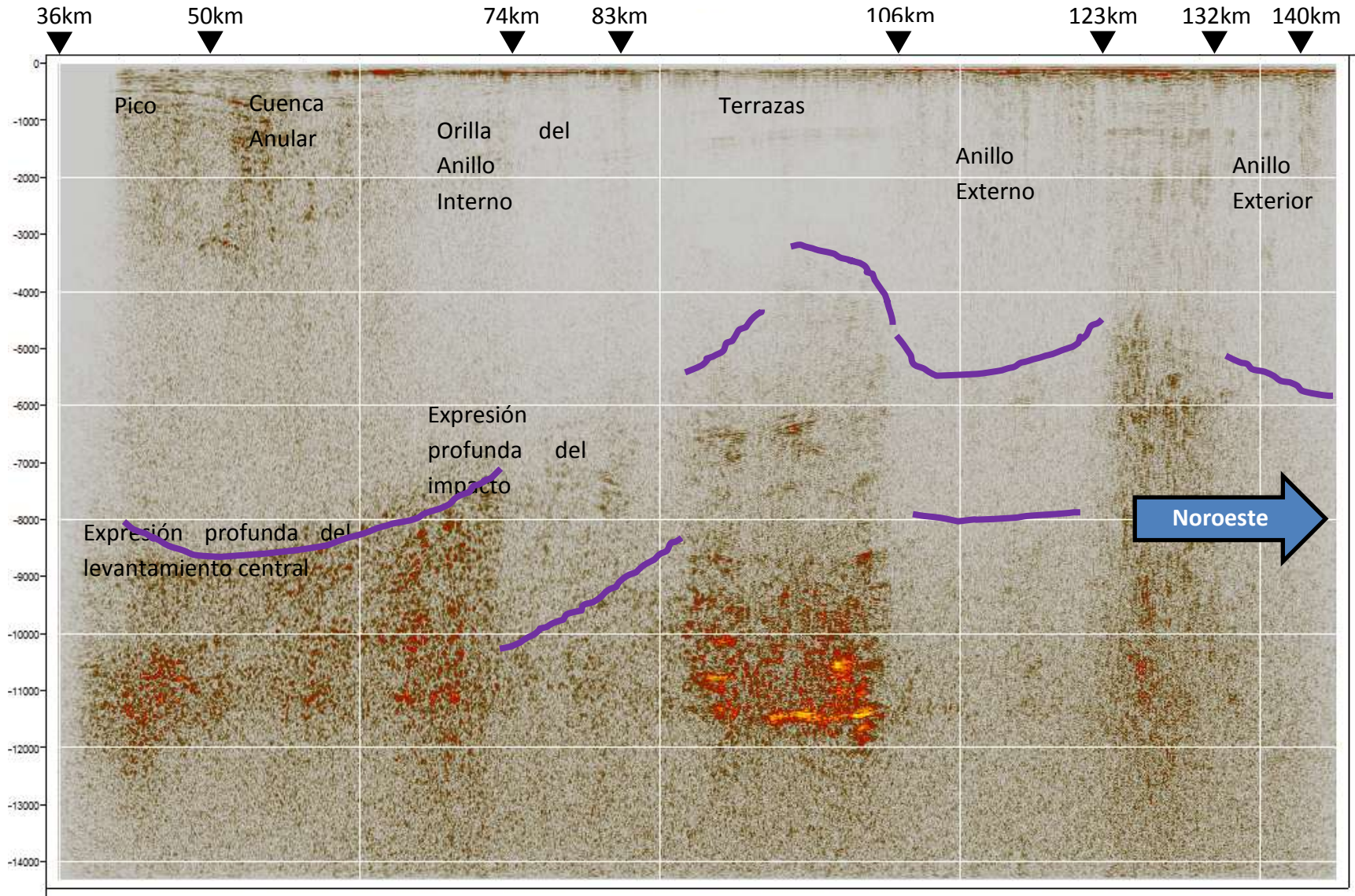


Figura 6.3-3 Atributo Envolvente de la línea ChicxR3.

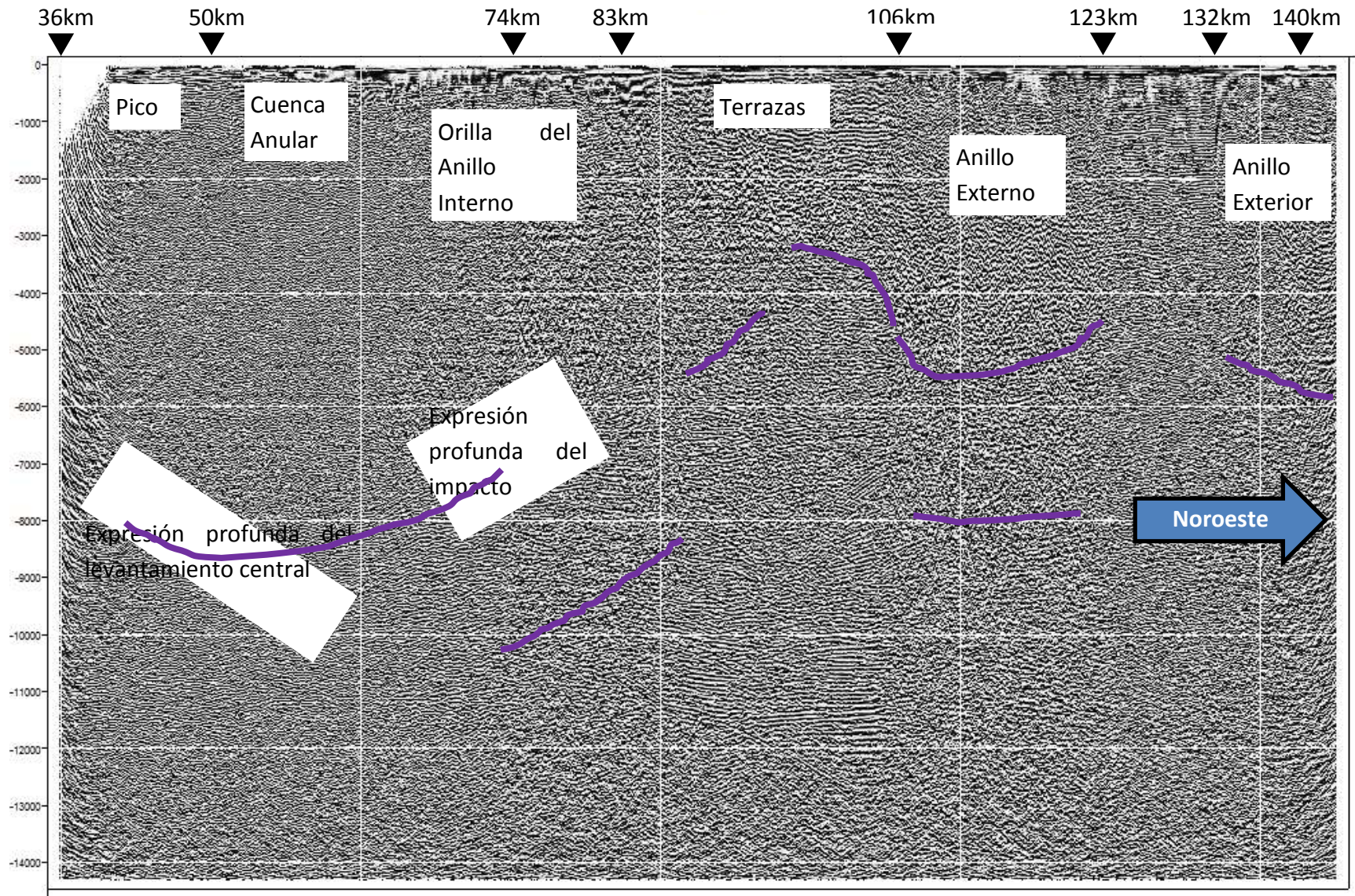


Figura 6.3-4 Atributo Coseno de la Fase de la línea ChicxR3.

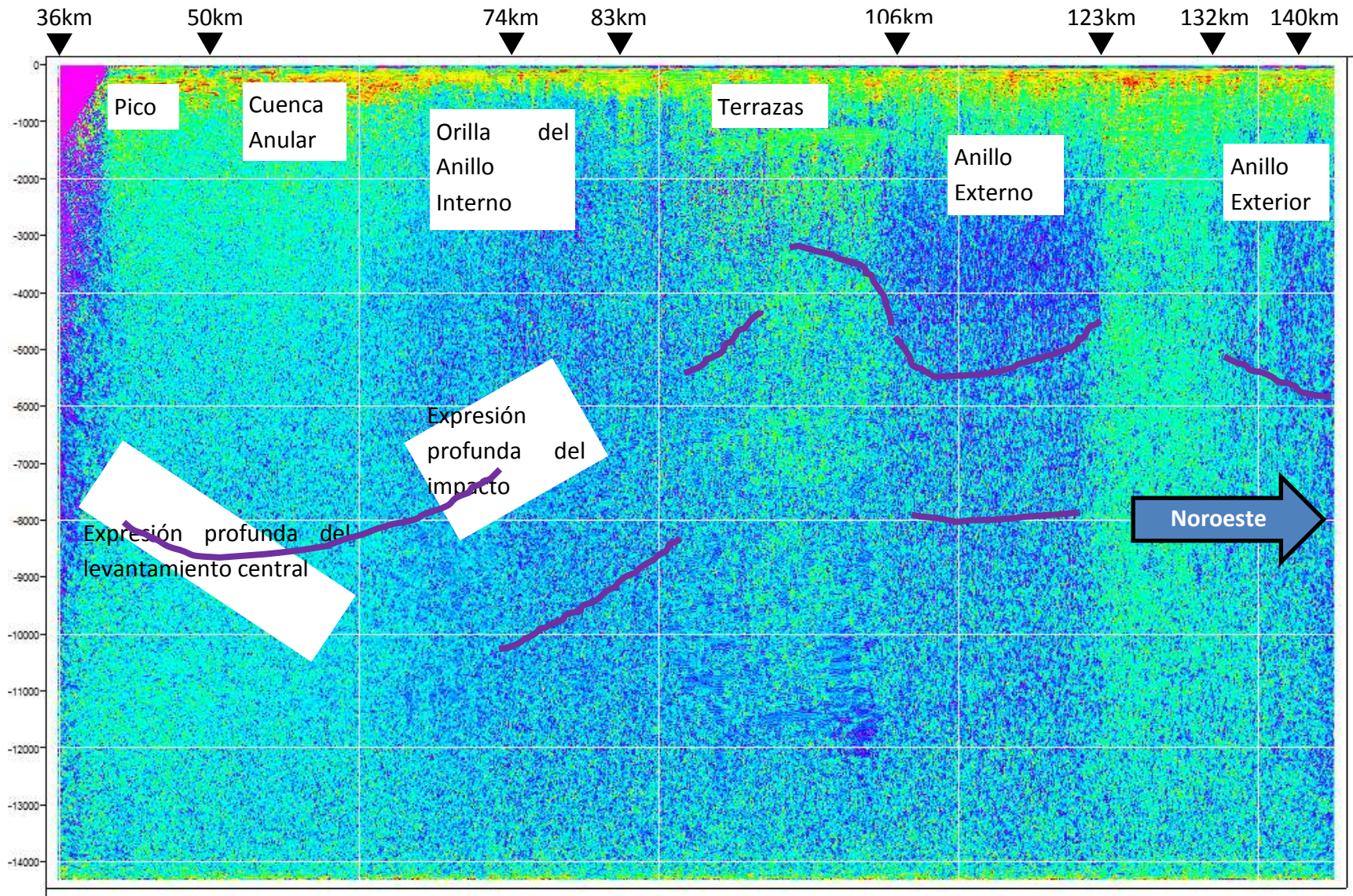


Figura 6.3-5 Atributo Frecuencia Instantánea de la línea ChicxR3.

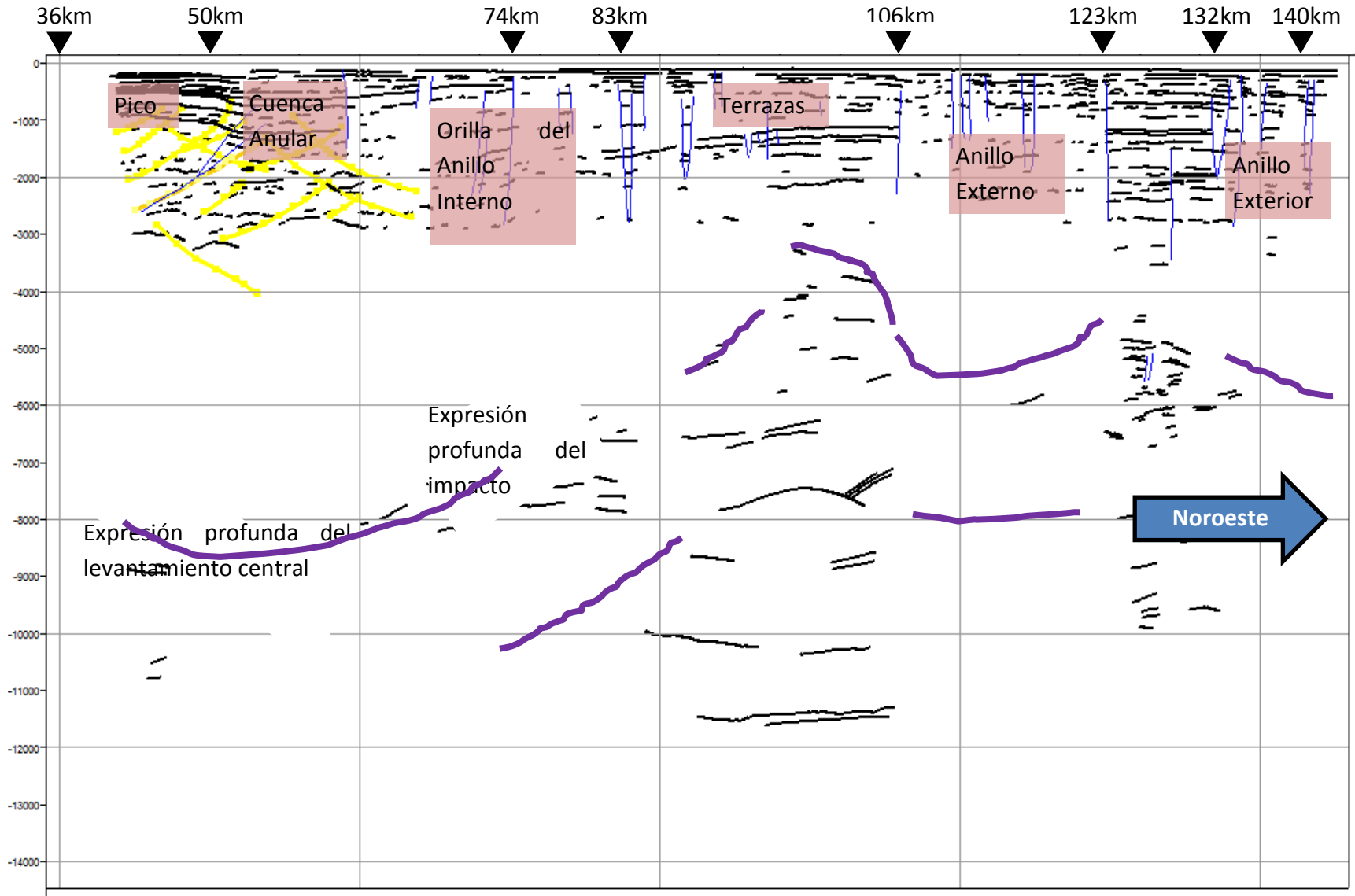


Figura 6.3-6 Interpretación de la línea ChicxR3. Negro: Horizontes; Azul: Fallas; Amarillo: Marcas de Impacto; Morado grueso: Basamento.

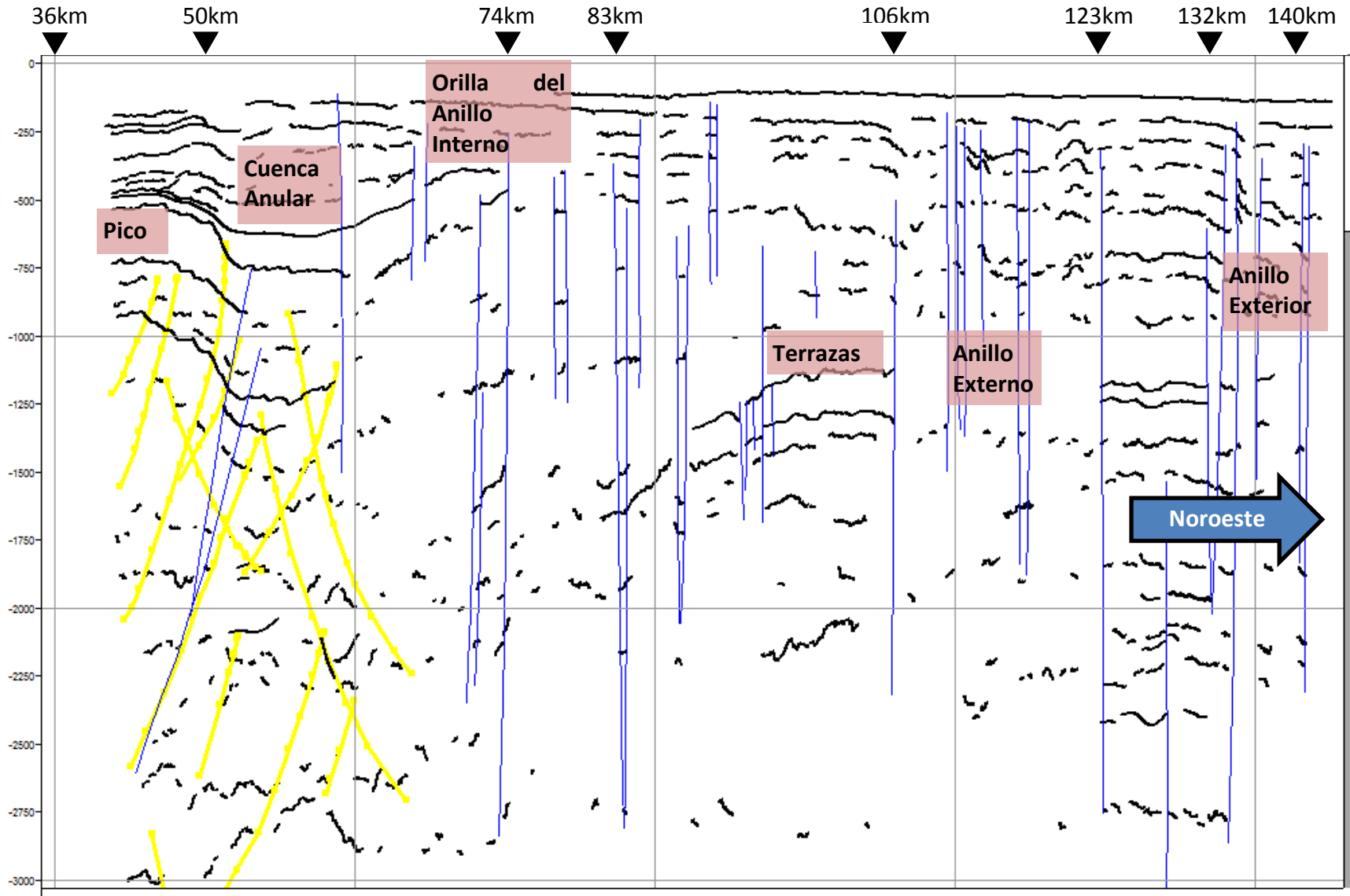


Figura 6.3-7 Primeros 3000ms de la Figura 6.3-6.

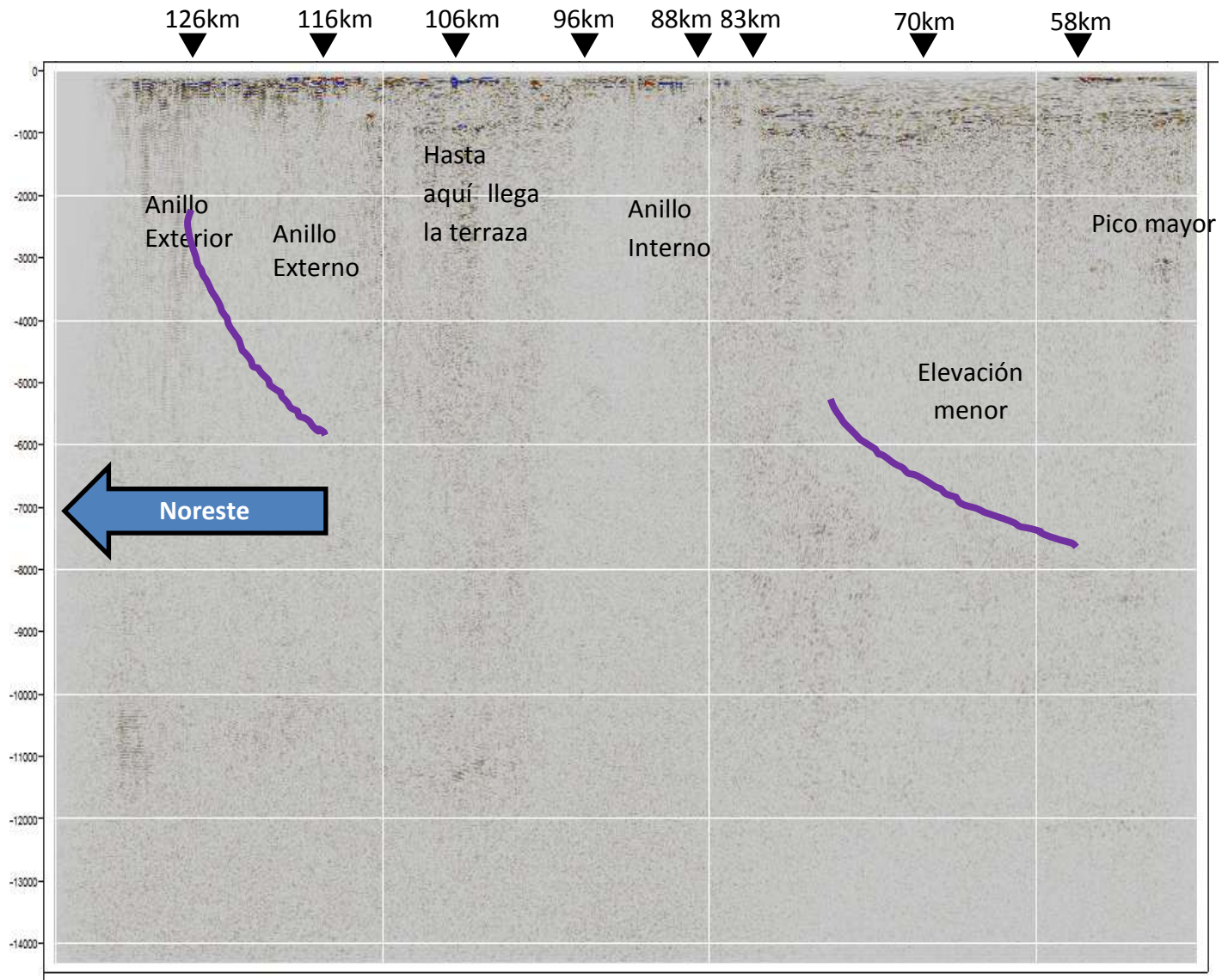


Figura 6.3-8 Línea ChicxR1 y su interpretación.

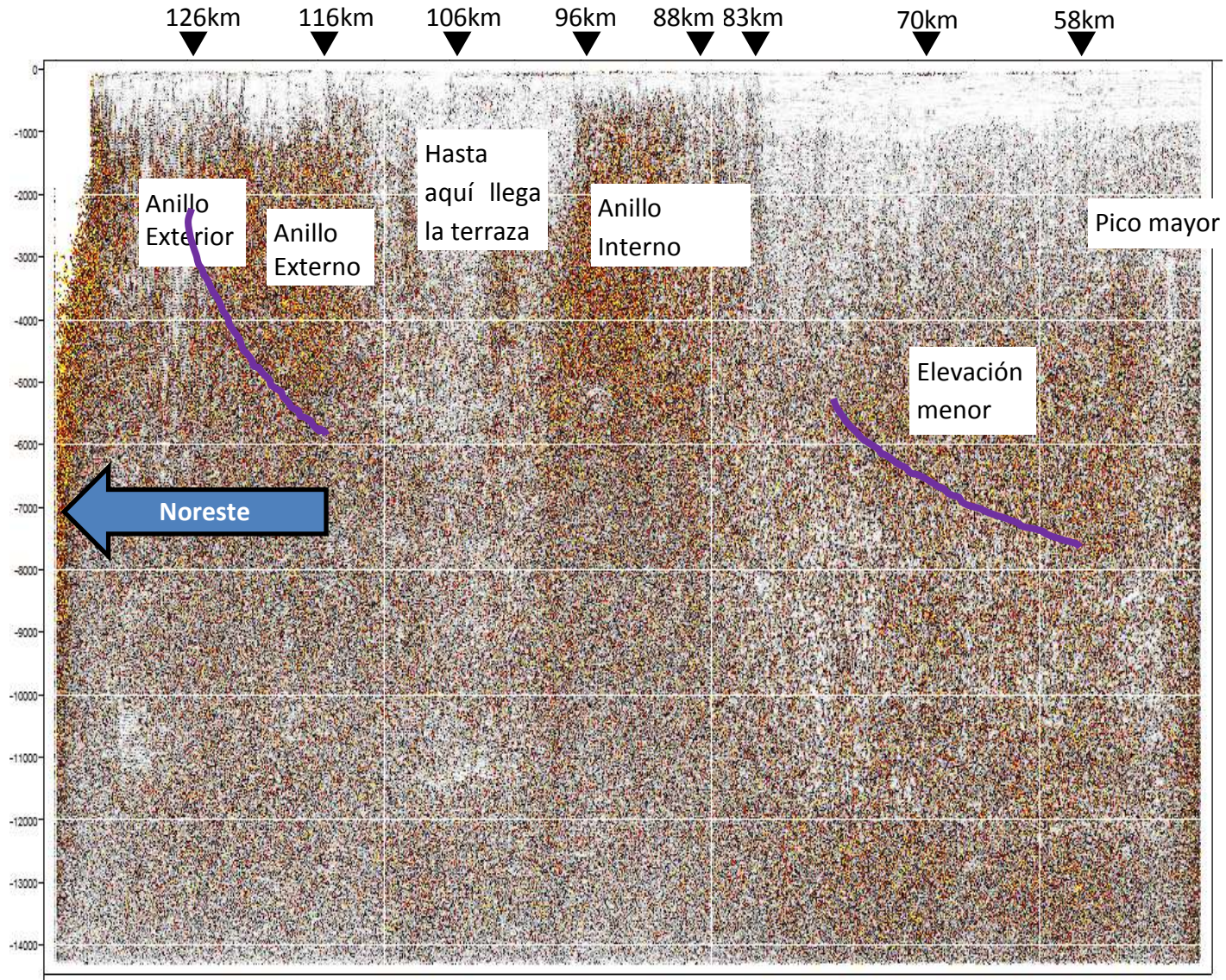


Figura 6.3-9 Atributo Caos de la línea ChicxR1.



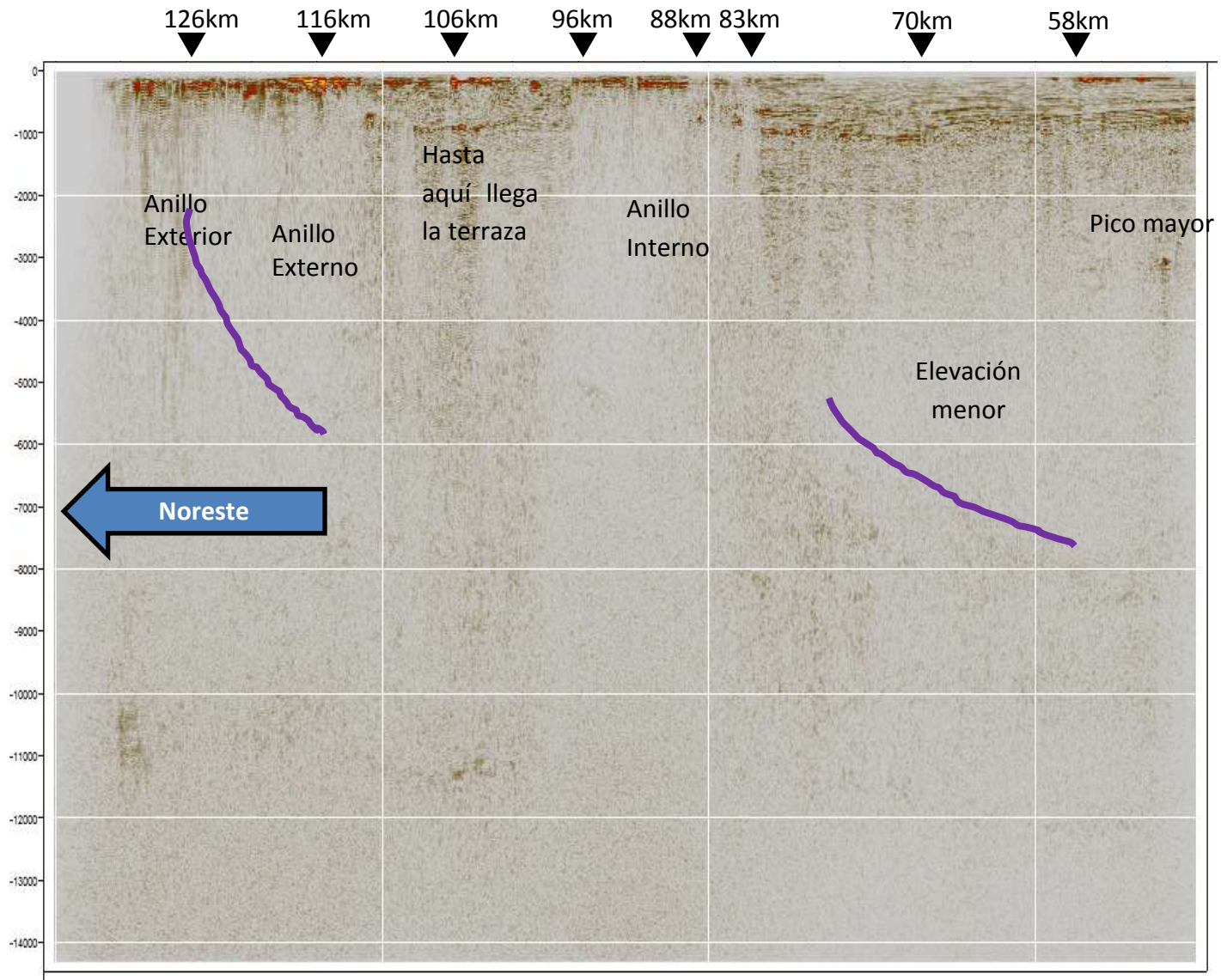


Figura 6.3-10 Atributo Envoltente de la línea ChicxR1.

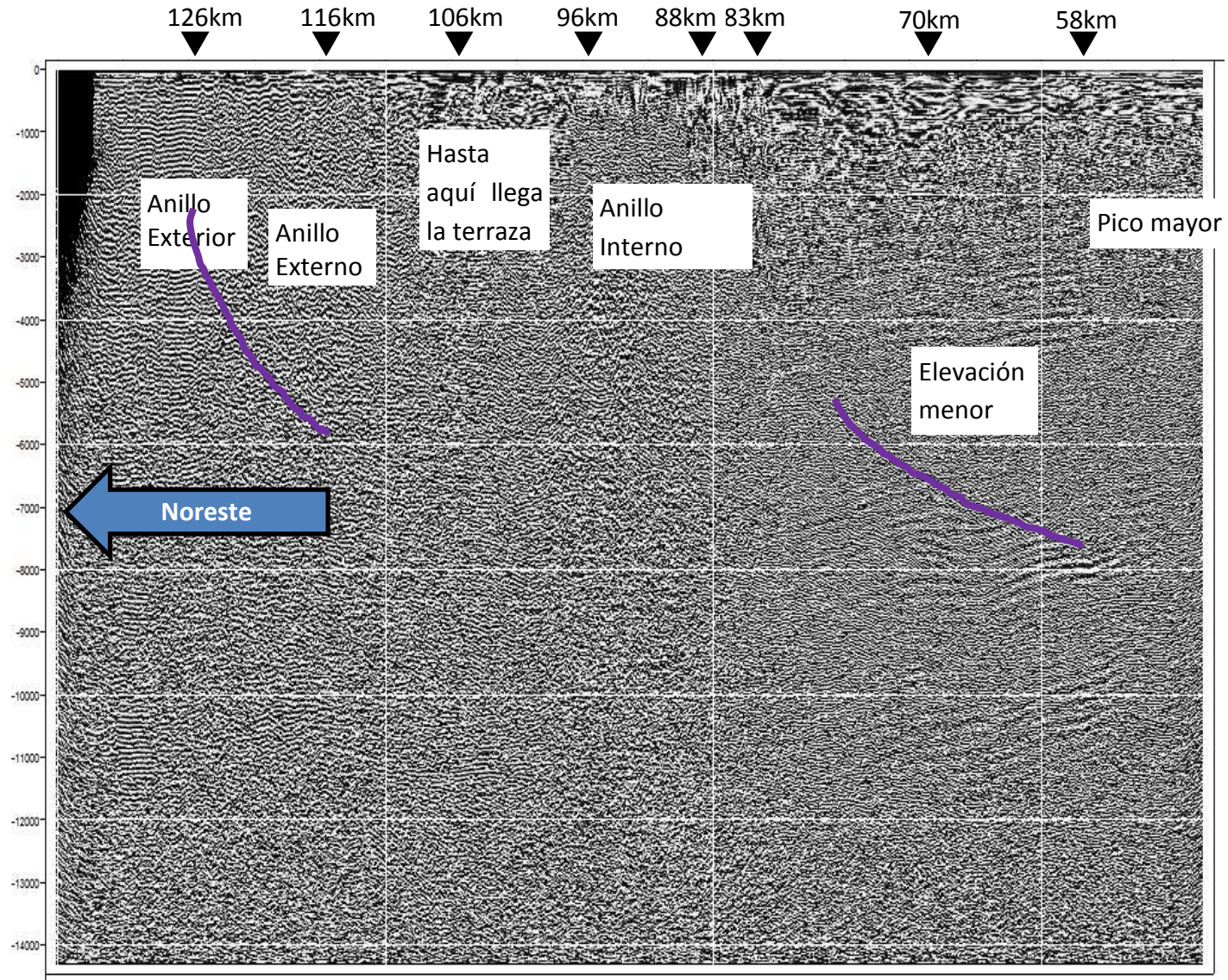


Figura 6.3-11 Atributo Coseno de la Fase de la línea ChicxR1.

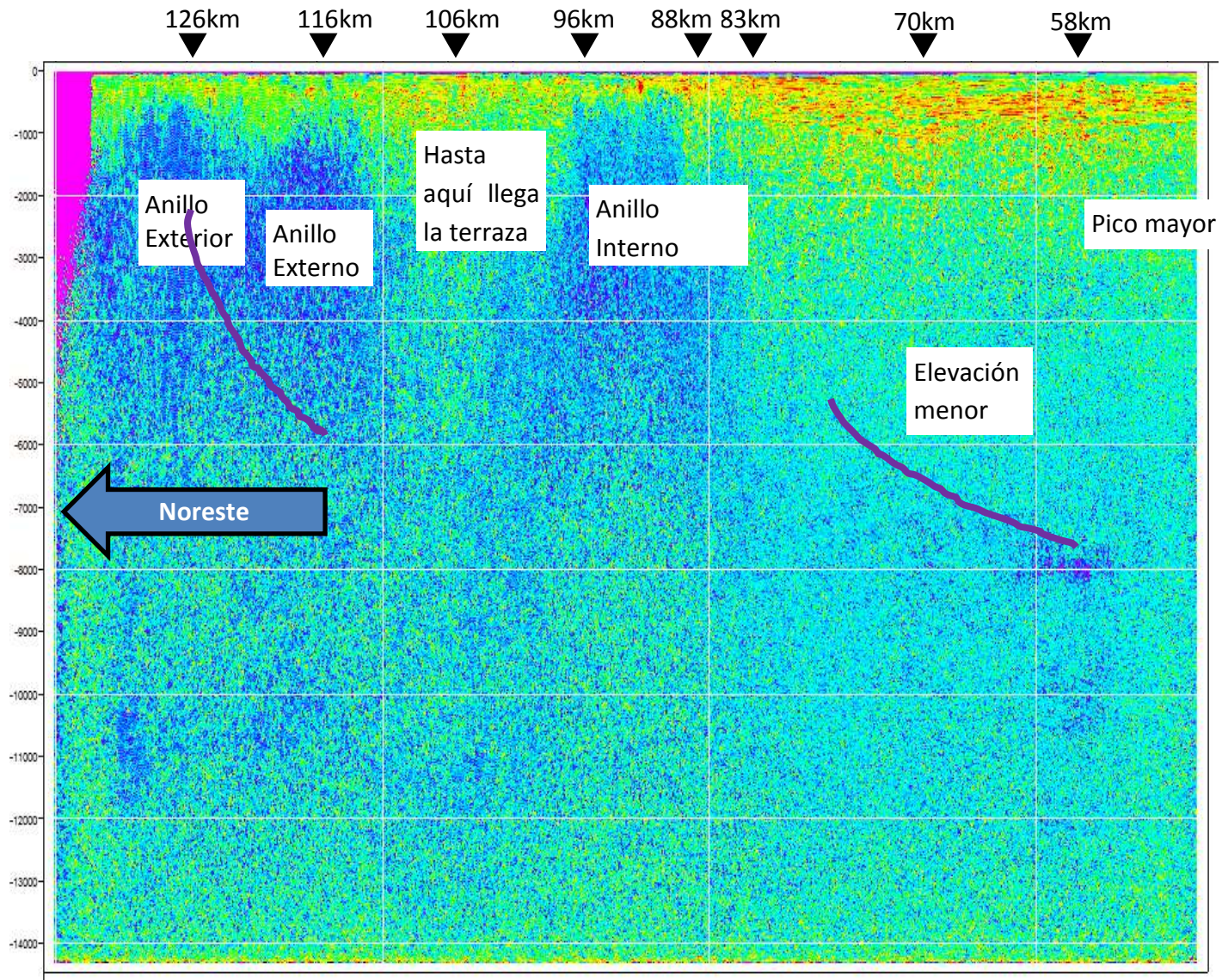


Figura 6.3-12 Atributo Frecuencia Instantánea de la línea ChicxR1.

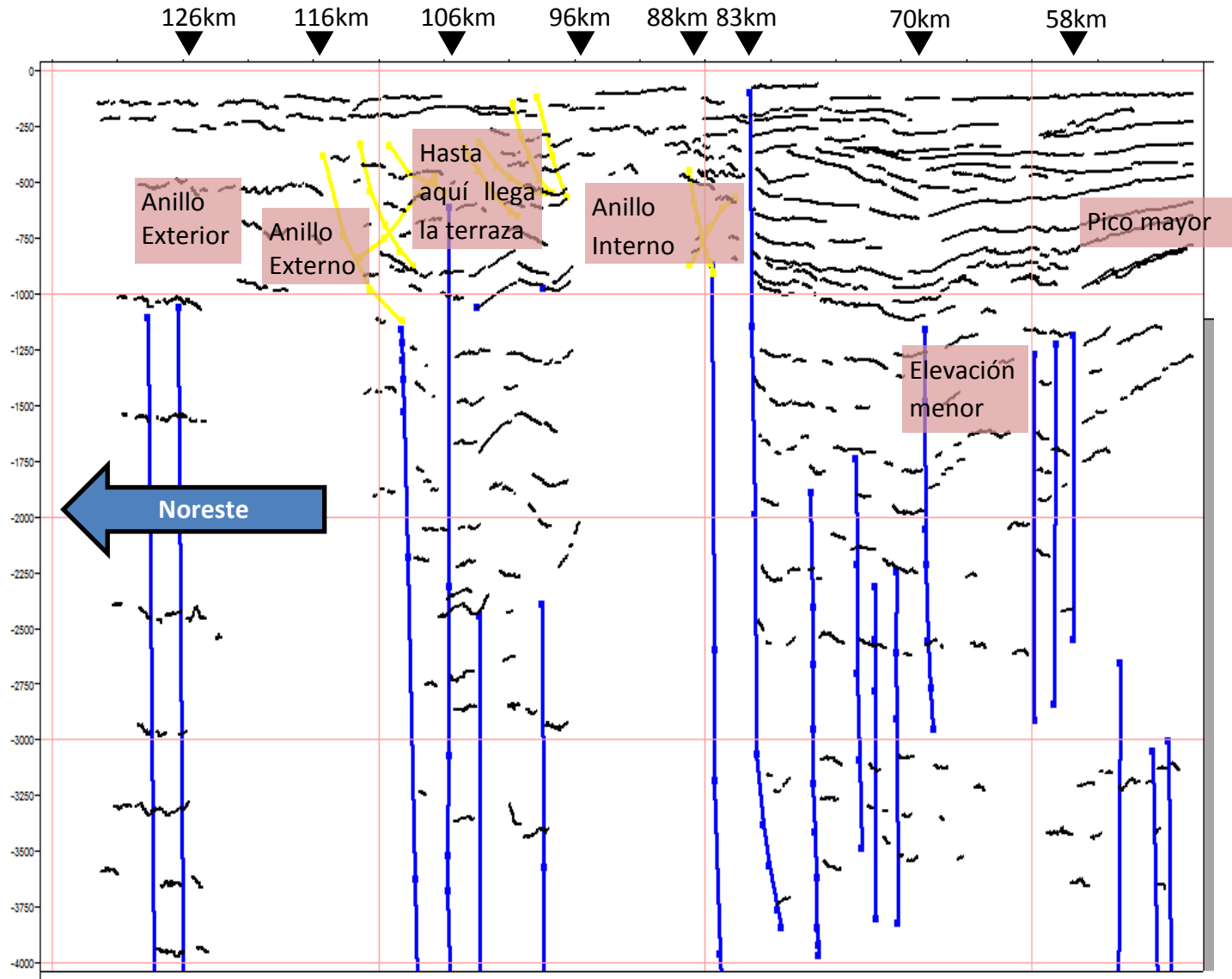


Figura 6.3-13 Interpretación de la línea ChicxR1. Negro: Horizontes; Azul: Fallas; Amarillo: Marcas de Impacto; Morado grueso: Basamento.

# 7 Conclusiones

- En el análisis comparativo de modelos de estructura del cráter, se observó, al acoplar diversas líneas de datos sobre una misma figura, una de las causas que hacen que los modelos obtenidos con diferentes tipos de datos discrepen. Esta está relacionada con la simetría radial asumida para la estructura y las diferentes ubicaciones sobre el golfo de México. Se encuentran perfiles en la dirección E-O, otros incluso en la dirección N-S. Se propone que el modelado de datos de campos potenciales se realice sobre los perfiles sísmicos y los pozos para conciliar dichas discrepancias.
- La herramienta Structural Smoothing del software PETREL permitió eliminar el ruido inherente a los datos sísmicos de cráteres de impacto. Este procesamiento novedoso hizo posible delinear más fácilmente los horizontes de interés.
- En trabajos anteriores solamente se muestran secciones regionales donde se aprecian estructuras mayores. Aquí se muestran estructuras locales de menores dimensiones.
- Se encontró una evidencia que señala directamente la posición del anillo de picos. Esta evidencia son los horizontes con echados conjugados que se encontraron inmediatamente abajo del horizonte Cretácico-Terciario en la zona del anillo de picos y la cuenca anular. Estos horizontes encontrados tienen una firma sísmica peculiar y se encuentran por debajo de los 600ms.
- El uso integral de los atributos sísmicos permitió definir las características morfológicas del cráter de impacto Chicxulub. Estos atributos, junto con los modelos de formación de cráteres permitieron, hacer estimaciones litológicas sobre la zona de estudio; es decir, permitieron ubicar zonas de fracturamiento, de fallas, zonas frágiles, brechas tipo suevita, estratos delgados y basamento.
- El atributo Chaos fue el que mejor reveló la ubicación de los reflectores del Cretácico, y con ellos, la zona de terrazas. Estos reflectores se muestran a los 1300ms a 106km del cráter para luego hundirse a profundidades de 1800ms por debajo del anillo de picos. La zona de terrazas se inicia a los 96km del centro geométrico del cráter.
- A partir de un análisis con los atributos sísmicos, se determinaron nuevas dimensiones del anillo interno en la línea ChicxR1 así como las ubicaciones de los anillos externo y exterior. Sobre esta línea se encontró el anillo Interno entre los 83km y 96km, el anillo externo alrededor de los 116km con una extensión aproximada de 5km y el anillo exterior a los 126km con una extensión de 10km.

- El atributo Frecuencia Instantánea confirmó la continuidad de horizontes en las partes más someras de los anillos y delineó mejor las zonas fracturadas, falladas y/o con brechamiento. Junto con los atributos coseno de la Fase y Caos, la frecuencia instantánea mostró la variación de litologías de un anillo a otro. El anillo más cercano está saturado de brechas suevitas mientras que el exterior muestra rasgos de fallas y en mayor densidad que el fracturamiento y brechado.
- Los inicios de los anillos interno, externo y exterior se dan a los 74km, 106km y 132km respectivamente.
- Para la línea ChicxR1 se obtuvieron valores un poco discrepantes respecto a los trabajos previos debido a que las distancias de cada línea al centro del cráter no es la misma como otros autores han estimado. Los datos del informe de adquisición y el cálculo al centro muestran 49km al centro del cráter.
- Se observa una distribución espacial irregular del anillo de picos. También se delimitó hasta una distancia radial de ~70km.
- La cuenca está ubicada entre los 50km y 83km, estando más alejada del cráter y difusa en la porción Noreste del mismo.
- La combinación de atributos mostró el reflector que marca el límite Cretácico-Terciario alrededor de los primeros 1000ms de profundidad.
- Cubriendo el límite Cretácico-Terciario dentro de la cuenca anular y sobre el anillo de picos, tenemos una capa de 1000ms de reflectores con un alto grado de continuidad. Nuevamente la combinación de atributos muestra debajo de ellos, varios horizontes que se relacionan posiblemente a etapas de la formación del cráter.
- Se observó la reproducción de la forma del cráter a nivel del Moho entre los 4000ms y los 9000ms.
- La eliminación de ruido permitió observar, debajo del cráter, en el estudio del cráter de impacto Chicxulub los arcos posibles indicaciones de flujo de material durante la excavación o marcas del material que sufrió metamorfismo de impacto. Los radios de estos arcos circulares deberían tener una correlación muy alta con la posición del punto de impacto del bólido.

# Bibliografía

Barnes, A. E., **A tutorial on complex seismic trace analysis**, Geophysics, vol. 72, no. 6, November-December 2007.

Barnes, A. E., **Theory of 2-D complex seismic trace analysis**, Geophysics, vol. 61, no. 1, p. 264–272, January-February 1996.

Canales-García, Iza, **Análisis estructural-estratigráfico del cráter Chicxulub a partir de datos sísmicos de reflexión**, Tesis para obtener el grado de Ingeniero Geofísico, UNAM, 2010.

Christeson, G.L., Collins, G.S., Morgan, J.V., Gulick, S.P.S., Barton, P.J., Warner, M.R., **Mantle deformation beneath the Chicxulub impact crater**, Earth and Planetary Science Letters 284 (1-2), pp. 249-257, 2009.

Collins, G.S., Morgan, J., Barton, P., Christeson, G.L., Gulick, S., Urrutia, J., Warner, M., Wünnemann, K., **Dynamic modeling suggests terrace zone asymmetry in the Chicxulub crater is caused by target heterogeneity**, Earth and Planetary Science Letters 270 (3-4), pp. 221-230, 2008.

Cornejo-Toledo, A. Hernández-Osuna, A., **Las anomalías gravimétricas de la cuenca salina del istmo, planicie costera de Tabasco, Campeche y Península de Yucatán**, Bol. Asoc. Mex. Geól. Petrol., 2, 453-460, 1950.

Delgado-Rodríguez, O., Campos-Enríquez, O., Urrutia-Fucugauchi, J., J. A. Arzate, **Occam and Bostick 1-D inversion of magnetotelluric soundings in the Chicxulub impact crater, Yucatán**, Mexico, Geofís. Int., 40, p. 271-283, 2001b.

Delgado-Rodríguez, O., Urrutia-Fucugauchi, J., A. Arzate Campos-Enríquez, O., **Coast effect in magnetotelluric soundings over the Yucatán peninsula**, México, Geofís. Int., 40, p. 31-41, 2001a.

Espindola, J. M., Mena, M., De la Fuente, M., Campos-Enriquez, J. O., **A model of the Chicxulub impact structure (Yucatán, México) based on its gravity and magnetic signatures**, Physics of the earth and planetary Interiors, v. 92, p. 271-278, 1995.

French, B. M., **Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures**, LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 pp, 1998.

Gault, D. E., **Impact cratering mechanics and structures**, In: French, B.M., N.M. Short, (Eds.), Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp, Baltimore, 87-100, 1968.

Gulick, S.P.S., Barton, P.J., Christeson, G.L., Morgan, J.V., McDonald, M., Mendoza-Cervantes, K., Pearson, Z.F., (...), Warner, M.R., **Importance of pre-impact crustal structure for the asymmetry of the Chicxulub impact crater**, Nature Geoscience 1 (2), pp. 121-125, 2008.

Herrick, R. R., K. K. Hessen, **The planforms of low-angle impact craters in the northern hemisphere of Mars**, Meteoritics and Planetary Science, 41:1483-1495, 2006.

Hildebrand, A. R. et al., **Mapping Chicxulub crater structure with gravity and seismic reflection data**, Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution, 1998.

Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, M., Camargo, Z. A., Jacobsen, S. B., Boynton, W. V., **Chicxulub crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico**, Geology, v. 19, p.867-871, 1991.

Mazur, M. J., Stewart, R. R., Hildebrand, A. L., Lawton D. C. Westbroek, H. H., **Seismic characterization of impact craters: A summary**, CREWES Research Report-Volume 11, 1999.

McDonald, M. A., **The Chicxulub impact crater and oblique impact**, Master of Science in Geological Sciences Thesis, University of Texas, 2006.

Melosh, H.J., **Impact Cratering: A Geologic Process**, Oxford University Press, 245 pp, 1996.

Morgan, J., Warner, M., Brittan, J., Buffler, R., Camargo, A., Christeson, G., Denton, P., (...), Trejo, A., **Size and morphology of the Chicxulub impact crater**, Nature, 390, p. 472-476, 1997.

Morgan, J.V., Christeson, G.L., Zelt, C.A., **Testing the resolution of a 3D velocity tomogram across the Chicxulub crater**, Tectonophysics 355 (1-4), pp. 215-226, 2002a.

Morgan, J.V., Warner, M.R., Collins, G.S., Melosh, H.J., Christeson, G.L., **Peak-ring formation in large impact craters: Geophysical constraints from Chicxulub**, Earth and Planetary Science Letters 183 (3-4), pp. 347-354, 2000.

Ortiz-Alemán, C., Urrutia-Fucugauchi, J., **Aeromagnetic anomaly modeling of central zone structure and magnetic sources in the Chicxulub crater**, Physics of the Earth and Planetary Interiors 179 (3-4), pp. 127-138, 2010.



Pilkington, M. R. A. F. Grieve, **The geophysical signature of terrestrial impact craters**, *Rev. Geophys.*, 30, 161-181, 1992.

Pilkington, M., Hildebrand, A., **Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub crater**, v.105, n.B10, p. 23479-23490, 2000.

Poelchau, M. H., Kenkmann, T. Kring, D. A., **Rim uplift and crater shape in Meteor Crater: the effects of target heterogeneities and trajectory obliquity**, *Journal of Geophysical Research*, 114, E01006, doi:10.1029/2008JE003235. 2009.

Poelchau, M. H., **The subsurface structure of oblique impact craters** (Tesis para obtener el grado de Doctor) Departamento de Geociencias (Fachbereich Geowissenschaften) de la Universidad gratuita de Berlín (Freien Universität Berlin), 2010.

Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia-Fucugauchi, J., López-Loera, H., **Aeromagnetic anomalies and structural model of the Chicxulub multiring impact crater**, Yucatán, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27, núm. 1, p. 185-195, 2010.

Salguero-Hernández, E., Urrutia-Fucugauchi, J. Ramírez-Cruz, L., **Fracturing and deformation in the Chicxulub crater – Complex trace analysis of instantaneous seismic attributes**, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27, núm. 1, p. 175-184, 2010.

Salguero-Hernández, Eduardo, **Atributos sísmicos y caracterización de propiedades petrofísicas en la secuencia carbonatada de Chicxulub**, Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias, UNAM, 2010.

Senft, L.E., Stewart, S.T., **Dynamic fault weakening and the formation of large impact craters**, *Earth and Planetary Science Letters* 287 (3-4), pp. 471-482, 2009.

Sharpton, V. L. et al., **Chicxulub multi-ring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis**, *Science*, 261, 1564-1567, 1993.

Taner, M. T., **Attributes Revisited**, OHM Rock Solid Images, 2000.

Taner, M. T., F. Koehler, and R. E. Sheriff, **Complex seismic trace analysis**, *Geophysics*, 44, 1041–1063, 1979.

Tutorial PETREL 2008 help

Urrutia Fucugauchi, J., Morgan, J., Stoeffler, D. Claeys, P., **The Chicxulub scientific drilling project (CSDP)**. *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 787-790, 2004.

---

Urrutia Fucugauchi, J., Chavez Aguirre, J.M., Perez Cruz, L., de la Rosa, J.L., **Impact ejecta and carbonate sequence in the eastern sector of Chicxulub Crater**. *Comptes Rendus Geosciences*, v. 341, p. 801-810, 2008.

Urrutia-Fucugauchi, J. et al., **The Chicxulub multi-ring impact crater, Yucatan carbonate platform, Gulf of Mexico**, Geofísica Internacional, 2011.

Vermeesch, P. M. Morgan, J. V., **Chicxulub central crater structure: Initial results from physical property measurements and combined velocity and gravity modeling**, *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 7, 1019–1034, 2004.

Vermeesch, P.M., Morgan, J.V., Christeson, G.L., Barton, P.J., Surendra, A., **Three-dimensional joint inversion of travelttime and gravity data across the Chicxulub impact crater**, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth Referencias*