



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Batimetría de alta resolución del sector suroeste del Escarpe de Campeche

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Rafael Cossío González

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Ligia L. Pérez Cruz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020

Agradecimientos académicos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, institución de la cual tuve todo el apoyo para poder realizar mi proceso para llegar a ser ingeniero geofísico. Especialmente me gustaría agradecer a la Facultad de Ingeniería y el Instituto de Geofísica, a través de los cuales pude participar en diversos y enriquecedores proyectos.

A la Dra. Ligia Pérez Cruz porque desde el primer momento que tuve contacto con ella, fue un impulso para mi tesis y mi crecimiento profesional. Gracias por su apoyo y confianza y el permitirme participar en un proyecto tan apasionante.

A los doctores Jaime Urrutia Fucugauchi, Iza Canales García, Guillermo Pérez Cruz, y al M. en C. Daniel Pérez Calderón, por su gran apoyo y consejo durante este trabajo de tesis. Con sus palabras se vio enriquecido en gran manera este trabajo.

A todo el personal científico y marino a bordo del B/O Justo Sierra durante las campañas Chicxulub II, III y IV, por su esfuerzo para adquirir los datos.

A mis compañeros del laboratorio que me hicieron sentir el calor de la comunidad y me brindaron su consejo, Miguel, Mau, Rafa, Edgar, Alex, Marisol, Isa y Gloria.

A QPS por proporcionarme las licencias de Qimera y Fledermaus y permitirme utilizarlas para completar esta tesis.

Agradecimientos personales

A Dios por ser el sustentador de toda existencia y por el regalo de su gracia, por darle un sentido a mi vida y darme las pruebas y las herramientas para poder llevar a cabo este trabajo, gracias por permitirme ser tu hijo por sobre todas las cosas. A Jesucristo porque gracias a su sacrificio puedo estar bajo su infinita gracia y vivir bajo una constante esperanza, gracias por darle sentido a mi existencia. Al Espíritu Santo por permitirme conocer la verdad, permanecer conmigo y fortalecerme cada segundo. Por eso y por muchas cosas más que no me es posible plasmar con palabras seguiré estando agradecido cada segundo de mi vida.

A mis padres Rafael y Rocío, por sus enseñanzas, su trabajo y constante apoyo durante toda mi vida. Por llevarme por el camino que verdaderamente vale la pena y su incansable amor. A mi familia en general, mi hermano, mis abuelos, mis tíos y poly por sus innumerables consejos y apoyo de diversas maneras.

Gracias a Iztamary y su familia que estuvo apoyándome, escuchándome y orando por mi durante gran parte de mi carrera y especialmente durante este proceso de tesis.

Gracias a mis amigos que fueron de mucho apoyo en las muy diversas facetas de estos últimos años. A aquellos siempre me brindaron sus palabras y su tiempo, a Esaú, Abi, Ofe, Abraham, Karen, Katy, Karla y muchos otros a los que les estoy profundamente agradecido. A Fer, Dani y sus papás que fueron como mi familia adoptiva desde que llegué a vivir a la Ciudad de México, que me brindaron desde un café hasta su casa. Agradezco a Dios por todos ustedes.

A la comunidad de COMPA, Merge y Puerta de Salvación que fue un apoyo constante en mi vida espiritual mi durante gran parte de mi carrera.

“Estén siempre alegres, oren sin cesar, den gracias a Dios en toda situación, porque esta es su voluntad para ustedes en Cristo Jesús.”

1 Tesalonicenses 5:16-18

Índice General

RESUMEN	7
I. INTRODUCCIÓN	8
II. OBJETIVOS	11
III. ZONA DE ESTUDIO	12
MARCO GEOLÓGICO	12
<i>Cuenca del Golfo de México</i>	12
<i>Plataforma de Yucatán</i>	14
<i>Escarpe de Campeche</i>	15
FISIOGRAFÍA	16
MORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DE CAÑONES SUBMARINOS	17
ESTUDIOS PREVIOS EN EL ESCARPE DE CAMPECHE	19
<i>Estudios previos de batimetría de alta resolución y sonar de barrido lateral</i>	23
IV. MARCO TEÓRICO DEL MÉTODO ACÚSTICO	25
PROPAGACIÓN ACÚSTICA EN EL MEDIO MARINO	25
VELOCIDAD DEL SONIDO	26
<i>Perfiles de velocidad del sonido</i>	27
POSIBLES ALTERACIONES EN LA MEDICIÓN DE DATOS BATIMÉTRICOS.....	28
SISTEMAS MONOHAZ Y MULTIHAZ	29
V. MÉTODOS	33
ADQUISICIÓN DE LOS DATOS	33
<i>Campañas Chicxulub II y III</i>	34
<i>Campaña Chicxulub IV</i>	35
PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	36
VI. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN	41
CHICXULUB II	43
CHICXULUB III.....	46
CHICXULUB IV.....	49
ARQUITECTURA	52
<i>Sistema de cañones</i>	52
<i>Zona superior de Chicxulub II (Zona X)</i>	57
<i>Zona inferior de Chicxulub IV (Zona Y)</i>	60
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	62
VIII. REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA	64

Índice de figuras

FIGURA 1. ASPECTOS QUE COMPONEN EL MAPEO DEL FONDO OCEÁNICO, SUS DIVERSAS APLICACIONES Y SUS CORRELACIONES (MODIFICADO DE HELL, B., 2011).	9
FIGURA 2. LOCALIZACIÓN DE LAS REGIONES EN DONDE SE LLEVÓ A CABO EL LEVANTAMIENTO BATIMÉTRICO EN TRES CAMPAÑAS (CHICXULUB II, III Y IV).	12
FIGURA 3. ESQUEMA DE LA CUENCA DEL GOLFO DE MÉXICO DEFINIDA POR A. SALVADOR (SALVADOR, 1991).	13
FIGURA 4. MAPA BATIMÉTRICO-FISIOGRÁFICO DEL GOLFO DE MÉXICO (BRYANT ET AL., 1991).	16
FIGURA 5. ESQUEMA QUE MUESTRA LOS ELEMENTOS FISIOGRÁFICOS DE UN CAÑÓN SUBMARINO INCIDENTE EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL (AMBLAS, D., ET AL., 2018).	17
FIGURA 6. EJEMPLOS DE TIPOS DE CAÑONES EN MÁRGENES CONTINENTALES, DESDE CAÑONES DEBIDOS SOLO A LA PENDIENTE HASTA CAÑONES INCIDENTES EN LA PLATAFORMA. (A) MAPA DE LOCALIZACIÓN, (B) MARGEN IRLANDÉS (BANCO DE PROCUPINE), (C) MARGEN SUR-ARMONICAINE (BAHÍA DE BISCAY), (D) MARGEN CELTA (CAÑÓN DE WHITTARD), (E) GOLFO DE LYON Y EL MARGEN NOR-CATALÁN, (F) MARGEN PORTUGUÉS (CAÑONES DE NAZARÉ, CASCAIS Y SETÚBAL/LISBOA (AMBLAS, D. ET AL., 2018).	18
FIGURA 7. LOCALIZACIÓN DE LOS SITIOS DEL LEG 10, EN DONDE SE ENCUENTRAN LAS PERFORACIONES MÁS CERCANAS A LA ZONA DE ESTUDIO, LOS SITIOS 88 Y 93 DEL DSDP (PROYECTO DE PERFORACIÓN DE MAR PROFUNDO, DSDP POR SUS SIGLAS EN INGLÉS) (WORZEL, J. L. ET AL., 1970).	19
FIGURA 8. SECCIÓN DE LA LÍNEA B-B' DE LA LEG10 (WORZEL, J. L. ET AL., 1970).	21
FIGURA 9. LÍNEA GT3-60, UNA DE LAS LÍNEAS UTILIZADAS POR LOCKER Y BUFFLER PARA HACER UN ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL ESCARPE DE CAMPECHE (LOCKER, S.D. ET. AL, 1983).	22
FIGURA 10. MAPA QUE MUESTRA EL MODELO BATIMÉTRICO DIGITAL REALIZADO EN LA PARTE NORTE DEL ESCARPE DE CAMPECHE, EL CIRCULO NEGRO DELIMITA EL CRÁTER Y LAS FALLAS ASOCIADAS (PEQUEÑOS ARCOS NEGROS) AL IMPACTO DE CHICXULUB, LOS PUNTOS ROJOS MUESTRAN LOS SITIOS DE PERFORACIÓN 86 Y 94 DEL DSDP, EN COLOR ROSA SE ENCUENTRAN LOS PUNTOS CON DEPÓSITOS DEL K-Pg MÁS CERCANOS, EN VERDE SE INDICAN LOS SITIOS DE PERFORACIÓN 534 Y 535 DEL DSDP EN CANTARELL; EN NEGRO Y EN AZUL SE ENCUENTRAN LAS PERFORACIONES REALIZADAS POR LA INDUSTRIA. EL PERFIL SÍSMICO GT-3-60 ESTÁ MARCADO CON UNA LÍNEA NEGRA (PAULL, C.K. ET AL., 2014).	23
FIGURA 11. EJEMPLO DE LAS IMÁGENES DEL GLORIA DEL ESCARPE DE CAMPECHE: (A) SECCIÓN DEL ESCARPE CON PEQUEÑOS CAÑONES ENCAJONADOS (BOX CANYONS) Y DESPLAZAMIENTO QUE SUGIERE UNA FALLA; (B) SECCIÓN DEL ESCARPE DE CAMPECHE, RASGOS DEL TALUD SUPERIOR DEL ESCARPE Y LA PLANICIE ABISAL Y (C) TERRAZAS A LO LARGO DE LOS CAÑONES Y PARED PRONUNCIADA ESCARPADA (TWICHELL D. C, ET AL., 1996).	24
FIGURA 12. EJEMPLO DEL PERFIL DE VELOCIDAD DEL SONIDO, SALINIDAD Y TEMPERATURA EN EL ATLÁNTICO ESTE (MODIFICADO DE: COMET, 2015).	26
FIGURA 13. ELEMENTOS CARACTERÍSTICOS EN UNA PERFIL DE VELOCIDAD TÍPICO. LA VELOCIDAD DEL SONIDO ESTÁ REPRESENTADA EN EL EJE X Y LA PROFUNDIDAD EN EL EJE Y (MODIFICADA DE: LURTON, 2002).	28
FIGURA 14 ECOSONDA MONOHAZ.	29
FIGURA 15. GEOMETRÍA DE UNA ECOSONDA MULTHAZ. (PARTE SUPERIOR) VISTA POR ENCIMA DEL BUQUE, DONDE L REPRESENTA EL ANCHO TOTAL DEL BARRIDO Y LA APERTURA DEL ANCHO DEL BARRIDO θ_L . (EN LA PARTE INFERIOR) VISTA VERTICAL DEL BARRIDO, CON LA APERTURA DE CADA HAZ COMO θ_T , Y EL ÁNGULO MÁXIMO DE INCLINACIÓN DE LOS HACES COMO θ_M (MODIFICADA DE: LURTON, 2002).	30
FIGURA 16. INTERFAZ DE USUARIO DE LOS SISTEMAS HIDROACÚSTICOS A BORDO DEL B/O JUSTO SIERRA.	31
FIGURA 17. MEDICIÓN DEL TIEMPO Y ÁNGULO PARA LA BATIMETRÍA EN UNA ECOSONDA MULTHAZ.	32
FIGURA 18. B/O JUSTO SIERRA.	33
FIGURA 19. VISUALIZACIÓN DE LOS ARCHIVOS EXISTENTES PARA CHICXULUB II.	34
FIGURA 20. VISUALIZACIÓN DE LOS ARCHIVOS EXISTENTES PARA LOS TRANSECTOS DE CHICXULUB III.	35
FIGURA 21. VISUALIZACIÓN DE LOS ARCHIVOS EXISTENTES PARA LOS TRANSECTOS EN CHICXULUB IV.	36
FIGURA 22. VISUALIZACIÓN DEL EDITOR DEL PERFIL DE VELOCIDAD EN QIMERA.	37
FIGURA 23. ACERCAMIENTO Y VISTA SUPERIOR DE DATOS QUE SUFRIERON AFECTACIONES AL MOMENTO DE LA ADQUISICIÓN.	38
FIGURA 24. SLICE EDITOR.	39
FIGURA 25. EJEMPLO DEL CRITERIO DE ELIMINACIÓN DE PUNTOS DEBIDO A SU DESVIACIÓN EN EL SLICE EDITOR.	39
FIGURA 26. DIFERENTES VISTAS DE UNA MISMA SELECCIÓN DE PUNTOS EN EL 3D EDITOR.	40
FIGURA 27. DIAGRAMA ILUSTRATIVO PARA DEL PROGRAMA PARA CALCULAR PENDIENTES.	41

FIGURA 28. MODELO DIGITAL BATIMÉTRICO DE ALTA RESOLUCIÓN DE LAS CAMPAÑAS CHICXULUB II, III Y IV. SE UTILIZA UNA ESCALA DE COLOR PARA REPRESENTAR LAS PROFUNDIDADES A LO LARGO DE LA ZONA DE ESTUDIO.	42
FIGURA 29. MODELO DIGITAL BATIMÉTRICO DEL SECTOR ANALIZADO EN LA CAMPAÑA CHICXULUB II.	43
FIGURA 30. PENDIENTES DEL RELIEVE MARINO CALCULADAS PARA EL SECTOR ANALIZADO EN LA CAMPAÑA CHICXULUB II.	44
FIGURA 31. VISTA TRIDIMENSIONAL HACIA EL NE DE LA CAMPAÑA CHICXULUB II.	45
FIGURA 32. VISTA TRIDIMENSIONAL HACIA EL SE DE LA CAMPAÑA CHICXULUB II.	45
FIGURA 33. MODELO DIGITAL BATIMÉTRICO DEL SECTOR ANALIZADO EN LA CAMPAÑA CHICXULUB III.	46
FIGURA 34. PENDIENTES DEL RELIEVE MARINO CALCULADAS PARA EL SECTOR ANALIZADO LA CAMPAÑA CHICXULUB III.	47
FIGURA 35. VISTA TRIDIMENSIONAL HACIA EL NE DE LA CAMPAÑA CHICXULUB III.	48
FIGURA 36. VISTA TRIDIMENSIONAL HACIA EL SE DE LA CAMPAÑA CHICXULUB III	48
FIGURA 37. MODELO DIGITAL BATIMÉTRICO DEL SECTOR ANALIZADO EN LA CAMPAÑA CHICXULUB IV.	49
FIGURA 38. PENDIENTES DEL RELIEVE MARINO CALCULADAS PARA EL SECTOR ANALIZADO DE LA CAMPAÑA CHICXULUB IV.	50
FIGURA 39. VISTA TRIDIMENSIONAL HACIA EL NE DE LA CAMPAÑA CHICXULUB IV.	51
FIGURA 40. VISTA TRIDIMENSIONAL HACIA EL SE DE LA CAMPAÑA CHICXULUB IV	51
FIGURA 41. COMPARACIÓN DE LA BATIMETRÍA A PARTIR DE ALTIMETRÍA SATELITAL PREEXISTENTE AL ESTUDIO Y LA BATIMETRÍA DE ALTA RESOLUCIÓN OBTENIDA EN ESTE TRABAJO.	52
FIGURA 42. RELIEVE BATIMÉTRICO DE UNA SECCIÓN DE LA CAMPAÑA CHICXULUB III DONDE SE MUESTRAN UNA SERIE DE CAÑONES CORTANDO EL TALUD EN UNA DIRECCIÓN NE-SW (NEGRO), QUE COMIENZAN APROXIMADAMENTE EN LOS 400 M Y TERMINAN EN LOS 2500 M DE PROFUNDIDAD Y PRESENTAN UNA APARIENCIA SUAVIZADA. EN NARANJA SON PRESENTADAS LOS RASGOS MORFOLÓGICOS CATALOGADOS COMO CANALES, ESTOS MUESTRAN UNA ORIENTACIÓN SIMILAR CON RESPECTO A LOS EJES DE LOS CAÑONES.	53
FIGURA 43. EJEMPLO DE UNO DE LOS PERFILES PERPENDICULARES REALIZADO SOBRE UNO DE LOS CAÑONES DEL TALUD.	54
FIGURA 44 CLASIFICACIÓN DE CAÑONES SEGÚN HARRIS Y WHITEWAY (2011), EN LA QUE SE OBSERVAN LOS TRES TIPOS DE CAÑONES MENCIONADOS EN LA CLASIFICACIÓN GLOBAL BASADA EN LAS INTERPRETACIONES DE DATOS BATIMÉTRICOS DE ETOPO1 (BOZZANO, 2017).	55
FIGURA 45. ZONAS CON ÁNGULOS ABRUPTOS (ENTRE 50°Y 65°), POSIBLEMENTE RELACIONADAS CON CAÍDAS DE MATERIAL RECIENTES.	56
FIGURA 46. PERFIL PARALELO AL TALUD DEL LÍMITE DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL.	57
FIGURA 47. ZONA A DEL ESCARPE DE CAMPECHE (CAMPAÑA CHICXULUB II). SE MUESTRAN ALGUNAS DE LAS ZONAS DE DEPOSICIÓN EN EL ESTUDIO DEMARCADAS COMO SECCIÓN A, B Y C. ADEMÁS, EN NEGRO SE MUESTRAN LAS CANALES (GULLIES) EN LAS PAREDES DEL TALUD.	58
FIGURA 48. SE SOBREPUSIERON LAS ESTRUCTURAS DE DEPOSICIÓN DESCRITAS ANTERIORMENTE Y LOS CANALES SUBMARINOS EN EL MAPA DE PENDIENTES. SE DEMARCA EN AZUL OSCURO LA ZONA DONDE SE PRESENTAN ESCARPES ANGULOSOS.	59
FIGURA 49. ESTRUCTURA DE LA ZONA X, EN DONDE SE OBSERVA LA POSIBLE CONTINUACIÓN DE ALGUNOS DE LOS CAÑONES, HACIENDO UN CAMBIO EN LA PALETA DE COLORES.	60
FIGURA 50. ZONA Y, EN ELLA PODEMOS OBSERVAR UN CAMBIO EN LA PENDIENTE PROMEDIO DEL TALUD Y OBSERVAMOS UN DESARROLLO DIFERENTE EN LA EROSIÓN.	61

Resumen

En este trabajo se presentan los modelos batimétricos digitales de la zona suroeste del Escarpe de Campeche obtenidos a partir del levantamiento batimétrico realizado con un sistema multihaz, a bordo del B/O “Justo Sierra” durante las campañas Chicxulub II, III y IV. Se hace una descripción de la morfología observada en la zona de estudio. La característica más representativa de la zona de estudio es una serie de cañones que cortan el talud continental a lo largo de ~120 km donde la pendiente promedio del talud es de -14° . Estos, cortan el talud con una orientación SW-NE y comienzan a aparecer a una profundidad de ~300 m bnm¹ para terminar en la planicie abisal del Cañón de Campeche. A lo largo del Escarpe, los ejes de los cañones tienen cabeceras separadas y son poco sinuosos, la longitud de sus ejes principales varía entre los ~14 km y ~4 km. Las paredes de los cañones tienen una pendiente promedio que oscila entre los -30° y -10° . El eje de los cañones de los ~300 m a los ~1,800 m de profundidad oscila entre los -30° a los -11° , mientras que entre los ~1800 m y los ~2500 m de profundidad, la pendiente de los ejes de los cañones varía entre los -10° y 0° . Estas características sugieren que esta serie de cañones están asociados con la erosión ocasionada por corrientes turbidíticas o bien con procesos de caída de material y, por lo tanto, son observadas algunas estructuras deposicionales a lo largo de la base del Escarpe. Los resultados de este trabajo constituyen un aporte importante en la descripción y comprensión de los cañones submarinos presentes en el talud continental en la zona del Escarpe de Campeche.

Abstract

This work presents the bathymetric models of the southwestern area of the Campeche Escarpment obtained from the bathymetric surveys realized by the R/V “Justo Sierra” with a multibeam system during the Chicxulub II, III and IV campaigns. A description of the observed morphology in the study is given in this work. The most representative feature is a set of canyons cutting the continental slope along ~120 km where the average slope angle is -14° . These canyons have a SW-NE direction and begin to appear at a depth of ~300 mbsl to end in the abyssal plain of the Campeche Canyon. Throughout the study zone, the canyons are little winding and their heads have separated origins, the length of the principal axis of the canyons varies from ~14 km to ~4 km. The canyon walls have an average slope ranging from -30° to -10° . The angle of the slope for the canyon axis between the ~300 m to ~1,800 m deep, ranges from -30° to -11° , whilst from ~1800 m to ~2500 m deep, ranges from -10° to 0° . These features suggest that this set of canyons are associated with the erosion caused by the turbiditic currents or material falling from the slope, therefore, some depositional structures are observed along the base of the Escarpment. This work results constitute a great contribution to the description and

¹ Metros bajo el nivel del mar

comprehension of the submarine canyons present in the continental slope in the Campeche Escarpment area.

I. Introducción

La batimetría es la medición de la profundidad del piso marino, es decir la profundidad oceánica referida al nivel del mar; sin embargo, también puede entenderse como “topografía subacuática” o la profundidad y formas del terreno subacuático.

Los mapas batimétricos representan las variaciones en el relieve del fondo marino y suelen representarse mediante colores y líneas de contorno que unen puntos a una misma profundidad denominadas isobatas.

El conocimiento detallado de la forma del fondo marino es crucial para las geociencias, debido a que proporciona un contexto regional en investigaciones sobre recursos hidrológicos, pesca, energía, exploración y protección ambiental. Es también de gran valor para el modelado numérico de la circulación oceánica, mecanismos de transporte de sedimentos y hábitats marinos. Las disciplinas científicas más comunes en donde la batimetría tiene repercusión son la oceanografía física (circulación, clima, oleaje y mareas), geología marina (sedimentación, dinámica del fondo marino y paleotopografía) y la biología/ecología (mapeo de procesos y hábitats) (*Fig. 1*).

En una era donde la degradación ambiental es continua en todo el mundo, los datos de batimetría (y el conocimiento derivado de ellos) desempeñan un papel fundamental en la gestión de los océanos en todo el mundo con el objetivo de manejarlos de manera sustentable (*Wöfl et al., 2019*). A nivel mundial, grandes recursos se invierten para la colección, gestión y procesamiento de datos batimétricos dentro de las comunidades científicas y de la industria. La batimetría es probablemente el rasgo más fundamental del océano, y como tal, desempeña un papel importante en las geociencias marinas (*Hell, 2011*).

A pesar de que los océanos cubren un 71% de la superficie terrestre, aproximadamente 362 millones de kilómetros cuadrados (*Eakins and Sharman, 2010*), sólo una pequeña fracción del fondo marino ha sido mapeado sistemáticamente con mediciones directas, la batimetría restante es predicha mediante datos de altimetría satelital, teniendo así, únicamente una aproximación de la forma real del fondo marino. A pesar de la recopilación de datos batimétricos que se ha generado a través de los siglos y en épocas recientes la introducción de nuevas y mejoradas técnicas de mapeo, se estima que se ha determinado menos del 18% de la superficie marina utilizando ecosondas con una resolución de hasta 1 km (*Mayer et al., 2018*) y la mayoría de la superficie cubierta es cercana a las costas y dentro de las zonas económicas exclusivas de los países costeros.

La profundidad del fondo marino puede ser medida o inferida por métodos directos o indirectos. Las mediciones indirectas como la percepción remota a través del LiDAR (por sus siglas en inglés, Light Detection And Ranging) o el mapeo remoto a través de mediciones satelitales de altimetría (se hace una predicción de la batimetría a partir de las mediciones de altimetría) han

probado ser útiles para tener una aproximación del fondo marino; sin embargo, presentan limitaciones e imprecisiones. En comparación, los métodos directos proporcionan una visualización mucho más precisa del fondo marino ya que los datos con los cuales se construyen los resultados, son datos reales y no inferidos mediante modelos.

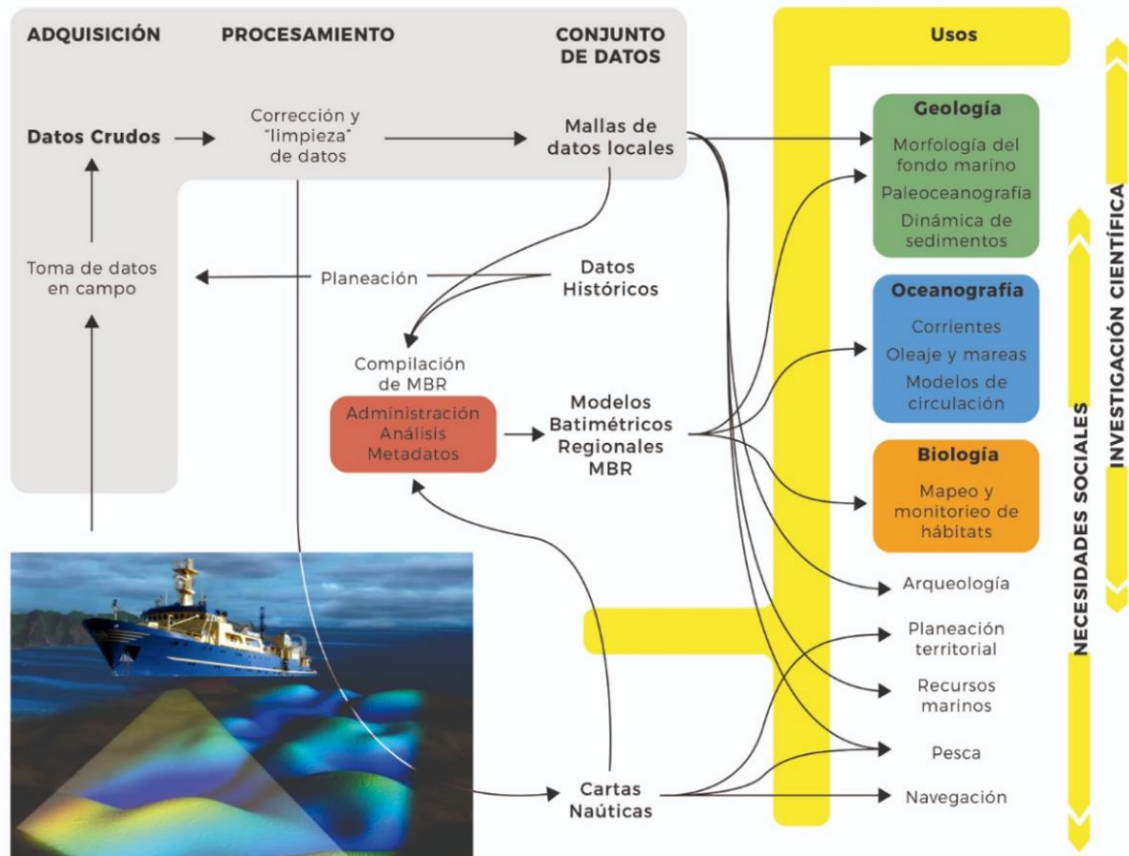


Figura 1. Aspectos que componen el mapeo del fondo oceánico, sus diversas aplicaciones y sus correlaciones (Modificado de Hell, B., 2011).

En este trabajo, para la recopilación de las mediciones fue utilizado un método directo, utilizando un sistema multihaz.

En la actualidad, el mapeo del fondo marino se lleva a cabo utilizando complejos sistemas multihaz. Estos sistemas de sonar son capaces de obtener una gran cantidad de puntos de medición en una amplia franja del fondo marino perpendicular a la dirección del buque después de la transmisión de una sola emisión de energía. Con la creciente eficiencia, exactitud y resolución espacial de los ecosondas, los resultados para el mapeo del piso oceánico han adquirido un matiz de alta resolución.

En este contexto, en este trabajo se presentarán modelos batimétricos digitales a partir de los datos de batimetría adquiridos durante las campañas Chicxulub II, III y IV, en 2015, 2016 y 2017, respectivamente, en la zona suroeste del Escarpe de Campeche a bordo del B/O "Justo Sierra" de la Universidad Nacional Autónoma de México. Se realiza la descripción de la morfología de la zona, interpretando su posible origen y evolución.

El conocimiento de la morfología de la zona del Escarpe de Campeche que abarca este estudio complementa la información preexistente relacionada con la zona de estudio, existen levantamientos batimétricos, estudios de prospección sísmica, estudios de morfología a partir del análisis de imágenes de sonar de barrido lateral y extracción de núcleos del fondo marino. Esta información preexistente a su vez fortalece la manera de interpretar los resultados obtenidos en este trabajo.

II. Objetivos

Este estudio se limitó a una porción del Escarpe de Campeche en la zona sur-occidental del Golfo de México desde el borde actual de la plataforma continental (~300 mbnm) hasta la planicie abisal del Cañón de Campeche (~2500 mbnm) (*Fig. 2*). Se realizó un levantamiento batimétrico de alta resolución para lograr los siguientes objetivos:

(1) La construcción de un mapa regional del Escarpe de Campeche a partir de los datos adquiridos durante las campañas oceanográficas Chicxulub II, III y IV a bordo del B/O “Justo Sierra” para revelar los detalles de las características de depósitos presentes y su arquitectura (p. ej., cañones, canales, etc.). (2) Así como sugerir los posibles procesos de depósito que dieron pie a esta morfología (p. ej. Corrientes de turbidez, corrientes de fondo y depósitos de transporte masivo).

III. Zona de estudio

La zona de estudio se ubica en la porción sur-occidental del Golfo de México a ~250 km de la costa de la ciudad de Campeche, con una extensión de ~1700 km. Los datos batimétricos de la zona fueron adquiridos durante tres campañas (**Fig. 2**): Chicxulub II, cubriendo una superficie de 613 km² en el extremo norte; Chicxulub III, cubriendo una superficie de 530 km², y la Chicxulub IV cubriendo una superficie de 582 km² en el extremo sur de la zona de estudio.

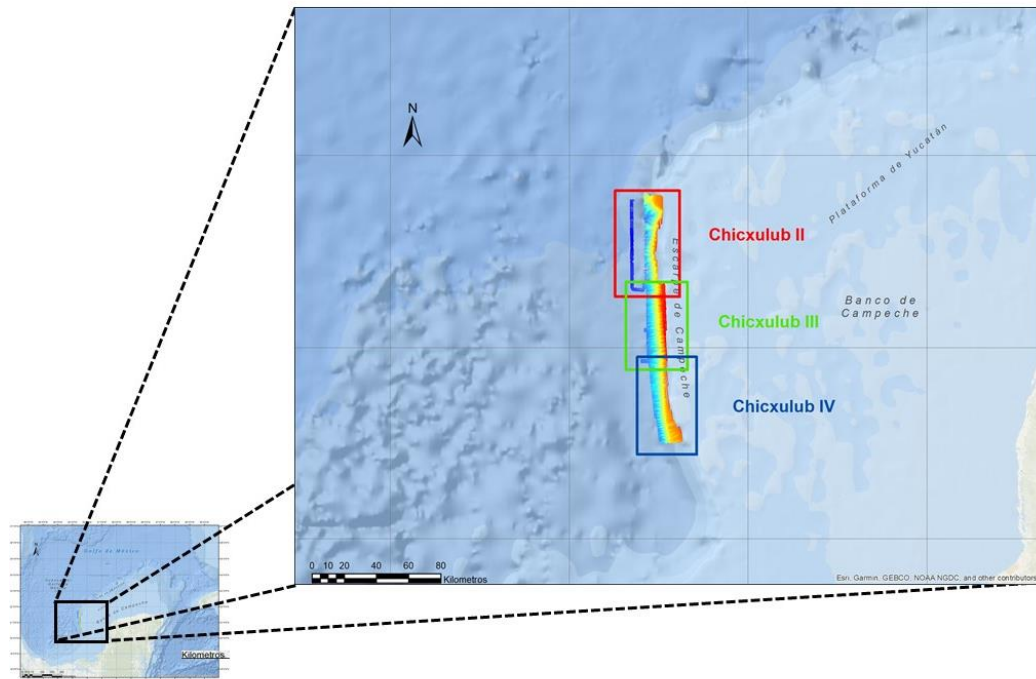


Figura 2. Localización de las regiones en donde se llevó a cabo el levantamiento batimétrico en tres campañas (Chicxulub II, III y IV).

Marco Geológico

Cuenca del Golfo de México

La cuenca del Golfo de México tiene una forma casi circular de ~1500 km de diámetro. En la parte de mayor profundidad, existe un relleno de ~10 km a ~15 km de rocas sedimentarias que van desde el Triásico Superior hasta el Holoceno. La parte central de la cuenca la ocupa el Golfo de México, que cubre un área de más 1,500,000 km² y alcanza profundidades de hasta 3,750m en la zona abisal. La profundidad del Golfo de México disminuye abruptamente al este y al sur en los escarpes de Florida y Campeche respectivamente, los cuales forman los límites de las partes someras de las plataformas de Florida y Yucatán. En las demás zonas del Golfo la profundidad aumenta de manera gradual (**Fig. 3**)

Los límites de la cuenca del Golfo de México corresponden, en su mayoría, con rasgos estructurales. La plataforma carbonatada de Florida en el este y la de Yucatán en el sur representan los flancos de la cuenca, en el oeste el límite de la cuenca se delimita los pies del macizo de Chiapas, de la Sierra Madre Oriental y a lo largo del margen este de la plataforma de Coahuila. Hacia el norte los márgenes estructurales de la cuenca están delimitados, de oeste a este, por el macizo de Marathon, el cinturón orogénico de Ouachita, el cinturón central deformado de Mississippi y por los Montes Apalaches (**Fig. 3**) (Salvador, 1991).

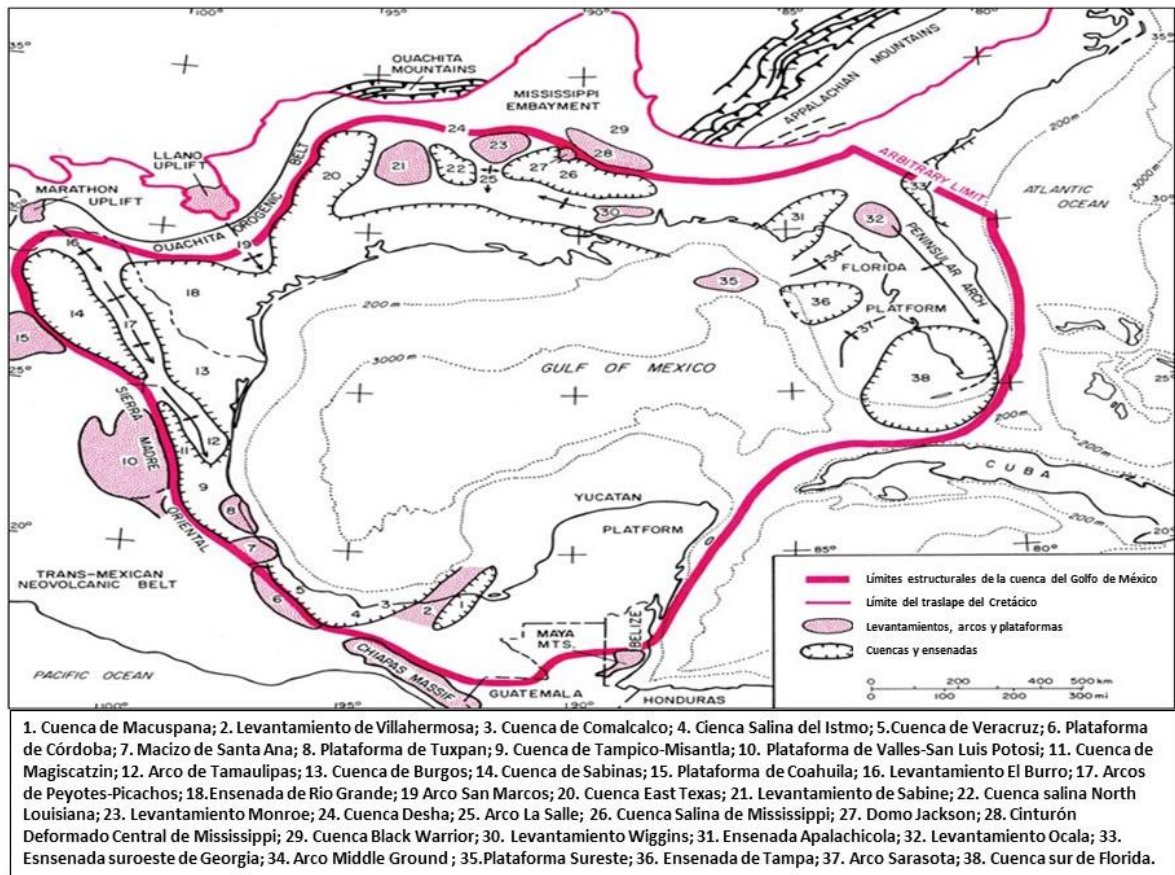


Figura 3. Esquema de la cuenca del Golfo de México definida por A. Salvador (Salvador, 1991).

Por mucho tiempo los científicos han especulado sobre las primeras etapas de la formación de la cuenca del Golfo de México y los puntos de vista difieren. Por ejemplo, Meyerhoff (1967), sugirió que para el final del Precámbrico la cuenca del Golfo de México ya era como es “ahora”. En cambio, otros trabajos proponen que la corteza de la cuenca es más joven, con base en interpretaciones de perfiles sísmicos, se estableció que la parte basal de la gruesa capa sedimentaria que sobreyace en el fondo oceánico en la parte profunda del Golfo de México no puede ser más antigua que el Jurásico Medio o Superior (Ladd et al., 1976)

El acuerdo general es que la parte basal del Golfo de México tiene su origen en el Mesozoico, la aparente ausencia de sal en esta parte central de la cuenca, y el creciente enfoque en su origen tectónico, dieron este cambio en las teorías del origen del basamento de la cuenca (Salvador, 1991). Se dice que el Golfo de México se originó como una pequeña cuenca oceánica

creada por la apertura del suelo marino desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano. Para el final del Mesozoico, la mezcla de carbonatos y la sedimentación clástica han construido una amplia planicie abisal y bordeada por plataformas con bordes y pendientes bien definidas. Sin embargo, la tasa de suministro de sedimentos clásticos eran bajos, en parte debido a los niveles oceánicos que caracterizaron al Cretácico y en parte porque la cuenca del Golfo estaba aislada de los sedimentos de la región activa de Laramide. A finales del Paleoceno, grandes volúmenes de sedimentos clásticos terrígenos comenzaron a entrar en la cuenca desde el norte del continente americano, construyendo grandes sistemas fluviales deltaicos a lo largo de un extenso margen continental (*Galloway, 2011*)

Plataforma de Yucatán

Una breve descripción de la plataforma de Yucatán presentada por Logan et al. (1969) es la siguiente:

La plataforma de Yucatán es la parte sumergida de una meseta de carbonatos que también incluye la Península de Yucatán. La meseta está ligeramente inclinada de sur a norte y está limitada al oeste, norte y este por pendientes escarpadas que caen desde el borde sumergido de la plataforma a las profundidades abisales del Golfo de México y del Mar Caribe. El margen de la meseta se encuentra regularmente a profundidades de entre 160m y 280m, sin embargo, en algunos lugares, la profundidad es menor; las profundidades mínimas de 75m se encuentran en el margen oeste, al suroeste del arrecife Triángulos. Gran parte de la parte norte de la meseta de la plataforma ha sido el sitio de depósito de calizas del Terciario. Durante el Cuaternario tardío, las condiciones sedimentarias de la plataforma de Yucatán han sido análogas a las del Terciario y a las del Pleistoceno temprano, lo que significa que sedimentos carbonatados se han depositado sobre la caliza más antigua en gran parte de las 5,700,000 Ha del área de la plataforma. La parte interior de la plataforma adyacente a la plataforma es una región de topografía kárstica carente de sistemas de drenaje superficiales; por tanto, los materiales detríticos provenientes de ríos no están presentes en la parte norte de la plataforma.

Desde el Cretácico, la Plataforma de Yucatán ha sido muy estable en el sentido de ser cubierta por aguas muy someras, donde carbonatos y ocasionalmente evaporitas se acumularon durante el Cenozoico.

La parte de la plataforma de Yucatán que corresponde al Cenozoico está compuesta predominantemente de carbonatos de la plataforma, generalmente de colores claros y masivos, con mínimas cantidades de evaporitas intercaladas en la parte inferior (Paleoceno). Lutitas calcáreas y calizas argílicas se vuelven más abundantes hacia el norte. Los clastos terrígenos están completamente ausentes ya que sus posibles fuentes son lejanas. El Plioceno Superior y el Pleistoceno está caracterizado por “packstones” bioclásticos. La parte Cenozoica de la plataforma de Yucatán tiene un espesor de menos de 100 m en la parte sur de la Península de Yucatán, aproximadamente 1,000 m en la parte norte de la Península y alrededor de 2,000 m a lo largo del margen oeste de la plataforma de Yucatán, bajo el agua del Golfo de México.

Escarpe de Campeche

El origen del Escarpe de Campeche ha sido atribuido a diversas causas. Algunos sugieren que el escarpe representa un escarpe de falla, otros sugieren que su origen representa una acumulación detrítica mar adentro de una barrera o un complejo de arrecifes. Aunque no hay evidencia directa que apoye la teoría de que el escarpe es resultado del fallamiento, la idea de que una barrera de arrecifes separa las evaporitas carbonatadas de los bancos de Florida y Yucatán ha sido tomada como por muchos geólogos petroleros que han trabajado en la zona del Golfo. Sin embargo su origen no es claro.

La configuración actual del escarpe es el resultado de un complejo origen tectónico distensivo de falla de transformación, como ha sido propuesto por Ross y Scotese (1988). En el borde de la plataforma, un subsecuente crecimiento arrecifal se presenta debido a la acumulación de sedimentos carbonatados (Bryant *et al.*, 1991) y fallas lítricas que se presentan paralelas al margen del mismo, como resultado de la fuerte pendiente y la fuerza de gravedad actuante sobre los materiales que la conforman.

Los márgenes de la plataforma continental en el Golfo de México son estructuralmente complejos y en algunos casos son el resultado de actividad tectónica (aunque no local), crecimiento de arrecifes, sedimentación, eventos externos como el impacto de Chicxulub y actividad actual como las corrientes que erosionan el margen de la plataforma. Podemos dividir estos márgenes en dos provincias sedimentológicas y fisiográficas, el cañón de DeSoto en el noreste y el cañón de Campeche en el suroeste, estos dos cañones son la división entre las plataformas de Florida y Yucatán respectivamente y las bahías clásticas en el norte y el oeste del Golfo de México (Mendoza, 2000).

El escarpe representa el afloramiento del límite entre el Cretácico y el Paleógeno (K-Pg) más cercano al cráter de impacto Chicxulub, aproximadamente a unos 230km del centro del cráter de alrededor de 180km de diámetro (Paull, C.K. *et al.*, 2014). El impacto del asteroide que produjo el cráter Chicxulub pudo haber cambiado dramáticamente la sedimentación en el Golfo de México, incluyendo el Escarpe de Campeche. La energía cinética derivada del impacto está estimada en $\sim 5 \times 10^{30}$ egs, lo que es equivalente a 10^8 Mt de TNT o un terremoto de 13° de magnitud (Covery *et al.*, 1994). Se postula que fue transmitida la suficiente energía para causar derrumbe masivo en los márgenes de la plataforma continental, formándose así, una mezcla de distintos materiales del K-Pg.

Esta mezcla del K-Pg contiene materiales derivados del impacto, que fueron depositados después de éste por gravedad. Las evidencias litológicas y paleontológicas sugieren que el material fue depositado instantáneamente por flujos generados por el colapso del margen continental, por lo que el Escarpe puede ser un buen indicio para conocer los flujos del material en el Golfo de México.

Los sedimentos en el límite del K/Pg en el Golfo de México están compuestos principalmente de microfósiles, fragmentos líticos y materiales derivados del impacto. Esta

particular mezcla nos proporciona una manera confiable para determinar los límites de las unidades (*Bralower et al., 1998*).

Fisiografía

En la fisiografía del Golfo de México encontramos grandes contrastes. Podemos observar esto en la Plano Abisal de Sigsbee, una zona extremadamente plana interrumpida por la intrusión de diapiros salinos. Estos contrastes se perciben también en los límites de la plataforma continental en la zona de Texas y Louisiana y la zona de Florida y Campeche, en el primer caso una morfología llena de montículos y una pendiente muy poco pronunciada y en el segundo caso la pendiente es completamente abrupta. Otro ejemplo, el valle erosional llamado Cañón DeSoto divide la zona terrígena del talud al oeste del Golfo de la provincia de carbonatos de la plataforma de Florida, mientras que el Cañón de Campeche, estructuralmente controlado, divide la plataforma carbonata de Yucatán de la región terrígena conocida como Domos de Campeche (Campeche Knolls) que es controlada por el diapirismo salino (*Fig. 4*).

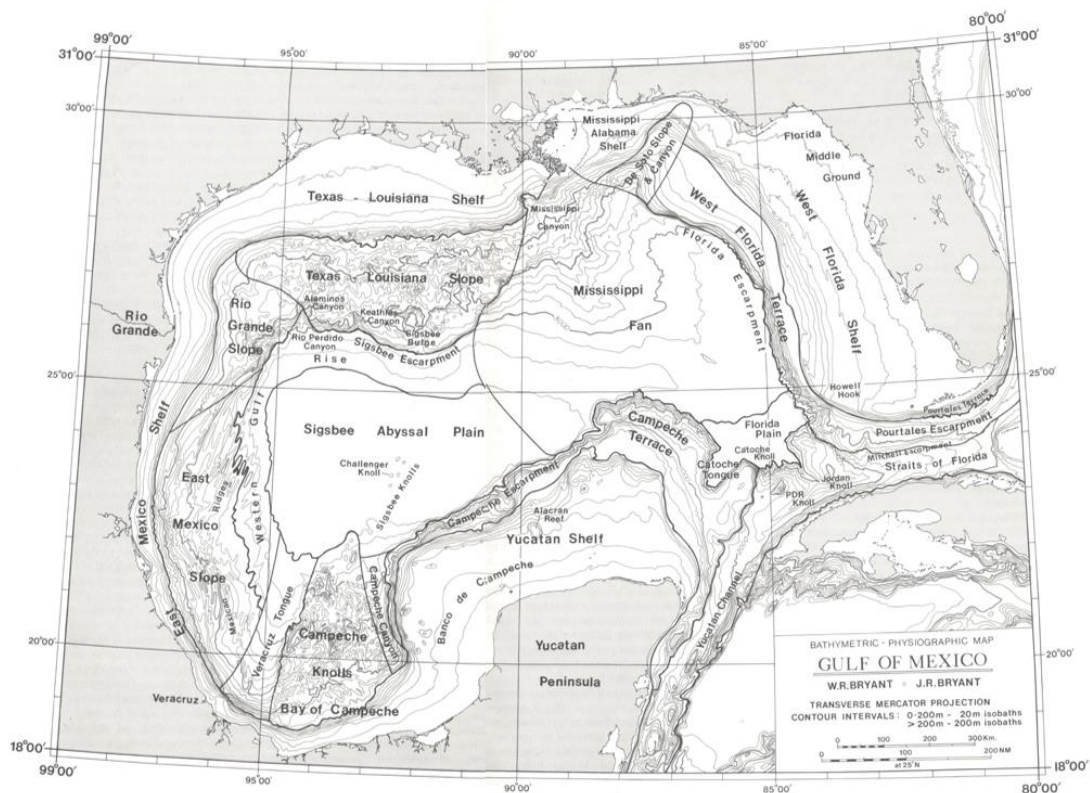


Figura 4. Mapa batimétrico-fisiográfico del Golfo de México (Bryant et al., 1991).

La fisiografía actual del Golfo de México refleja eventos que ocurrieron durante el surgimiento de la cuenca. Las cantidades masivas de sedimento y subsidencia substancial en todas las áreas del Golfo de México han tapado la brecha de apertura que dio origen a la cuenca y han capturado sal, que ahora es movilizada por los sedimentos que se encuentran dentro de la

cuenca. En general, la fisiografía del Golfo de México ha sido controlada por los siguientes procesos: (1) apretura de la brecha; (2) subsidencia; (3) desarrollo de las plataformas continentales; (4) cambios eustáticos; (5) diapirismo salino; (6) procesos relacionados con la gravedad y por (7) los flujos de densidad (Bryant *et al.*, 1991).

Morfología y evolución de cañones submarinos

Los canales submarinos son comunes en los taludes de los márgenes continentales que se caracterizan por presentar una pendiente media o pronunciada. Son rasgos de carácter erosivo que sirven de conductos para la transferencia de sedimentos desde la plataforma hacia la cuenca (Amblas *et al.*, 2018). Los cañones submarinos que se encuentran en las plataformas continentales se caracterizan por tener diversos rasgos fisiográficos (Amblas *et al.*, 2018; Fig. 5): (1) La parte superior del cañón o cabecera (“canyon head”) frecuentemente presenta forma semicircular, separando la parte superior de la pendiente continental y el margen de la plataforma; (2) el curso superior (“upper course”), que incide en la pendiente del cañón con paredes muy pronunciadas y en donde se pueden observar canales submarinos (“gullies”), los que derivan en meandros; (3) el curso medio (“middle course”), que se caracteriza por una pendiente más suave, con paredes en forma de U; y (4) el curso inferior (lower course) que presenta paredes con bajo relieve en forma de U, y que en la mayoría de los casos es una zona deposicional.

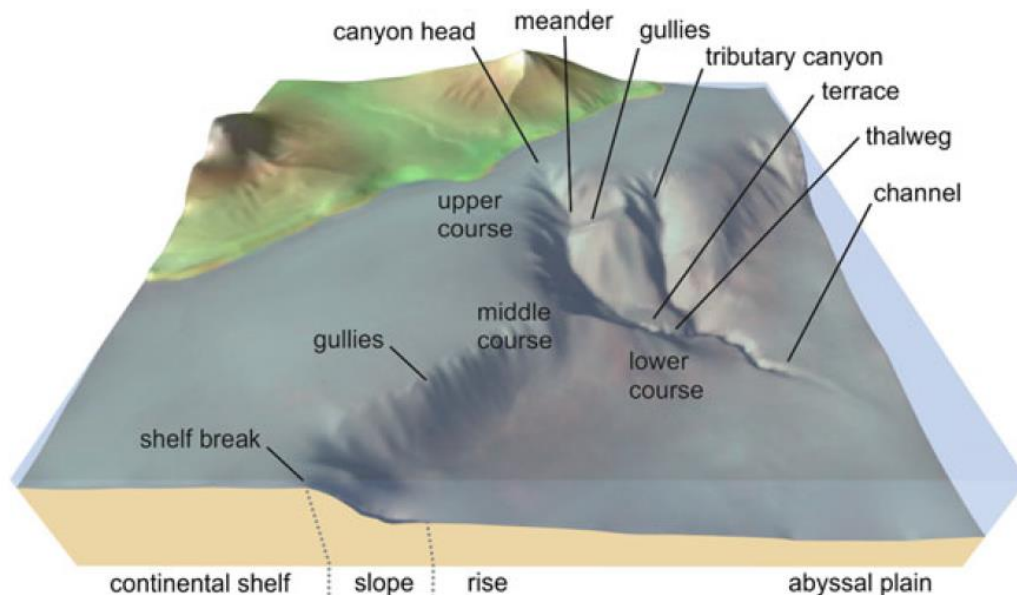


Figura 5. Esquema que muestra los elementos fisiográficos de un cañón submarino incidente en la plataforma continental (Amblas, D., *et al.*, 2018).

Los cañones submarinos frecuentemente tienen pequeños cañones que alimentan las partes superiores y medias, y que se conocen como cañones tributarios. En la parte final de muchos de ellos es también común observar valles (“thalweg”) bien definidos y rodeadas por una o más terrazas (“terraces”).

Gracias a la batimetría de alta resolución obtenido de las ecosondas multihaz se ha podido observar una similitud entre la morfología de los cañones submarinos y los cañones fluviales (ríos). En continente los patrones de drenaje son asociados con la acción de ríos y flujos de masas, de manera similar, es asumido que las corrientes de turbidez submarina y flujos de masa forman la morfología en el fondo marino (*Fig. 6*).

La tectónica regional y las fluctuaciones globales del nivel del mar son los controles alogénicos dominantes en la evolución de los márgenes continentales. La forma escalonada de los márgenes continentales es principalmente un resultado de la transición de corteza continental a corteza oceánica con efectos secundarios producidos por la recarga de sedimentos a lo largo de los márgenes. El relieve y gradiente de los taludes continentales depende ampliamente del espacio que tienen los sedimentos para acumularse. En los márgenes pasivos esto es determinado por la subsidencia termal que procede a la apertura de una cuenca oceánica, mientras que en los márgenes activos está determinado por la deformación y asociado con la subducción (*Amblas et al., 2018*). Esta diferencia se traduce en algunos contrastes notables en la morfología de los cañones entre los márgenes activos y pasivos. Más allá de eso, la geología subyacente y la presencia de fallas u otras estructuras son factores clave en el desarrollo de la morfología.

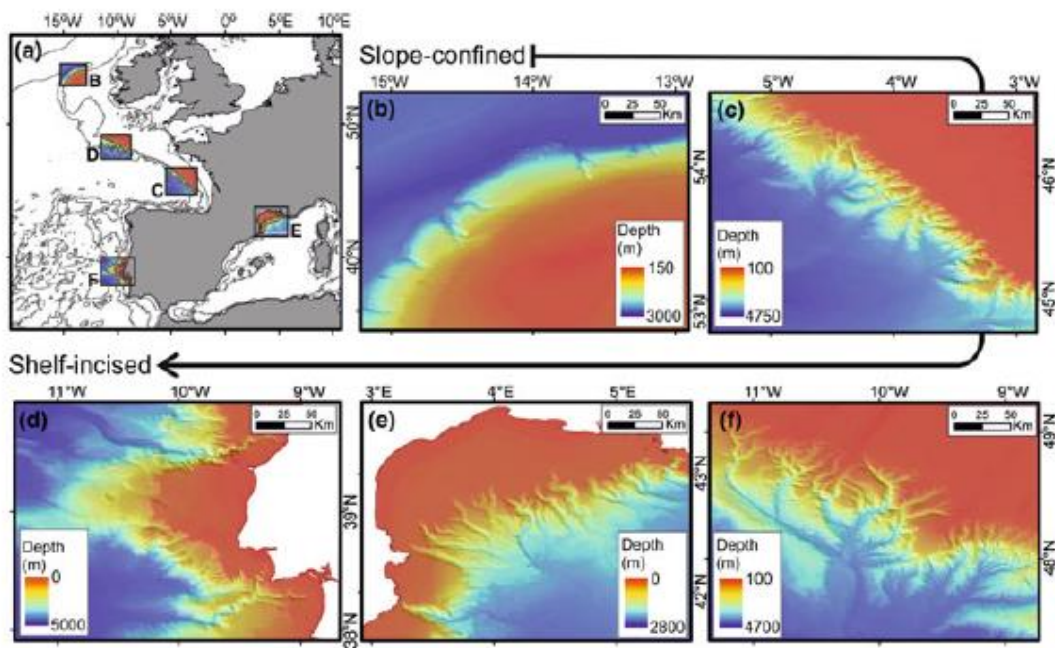


Figura 6. Ejemplos de tipos de cañones en márgenes continentales, desde cañones debidos solo a la pendiente hasta cañones incidentes en la plataforma. (a) Mapa de localización, (b) margen irlandés (Banco de Procupine), (c) margen Sur-Armonicaine (Bahía de Biscay), (d) margen celta (Cañón de Whittard), (e) Golfo de Lyon y el margen nor-catalán, (f) margen portugués (cañones de Nazaré, Cascais y Setúbal/Lisboa (Amblas, D. et al., 2018).

Los cambios en el nivel del mar también juegan un papel crucial al momento de analizar la evolución de los cañones submarinos, ya que modifican el espacio la forma de deposición de los sedimentos, mueve la fuente de aportes terrígenos del margen continental y fuerza una traslación de ida y vuelta de los procesos marinos superficiales.

Se cree que la erosión por corrientes turbidíticas es el proceso más importante al momento de dar forma a los cañones submarinos (*Ambias et al., 2018*). Las corrientes turbidíticas son una mezcla de sedimentos y agua, que debido a sus sedimentos contenidos son más densas que el agua que las rodea (*Parsons et al., 2007*). Esta diferencia en la densidad causa que estas corrientes fluyan talud abajo, como una corriente inferior, donde ocurre un intercambio de sedimentos con el fondo marino. Por lo tanto, si estas se mueven lo suficientemente rápido, estas pueden acarrear más sedimento del que depositan generando así erosión en el fondo marino, y cuando llegan al final de la pendiente o pierden sus canales de confinamiento tienden a depositarse (*Piper & Normark, 2009*).

Estudios previos en el Escarpe de Campeche

Se han llevado a cabo estudios de geología y geofísica marina en la zona del Escarpe de Campeche, con distintos enfoques científicos y con diferentes métodos (p. ej.: Locker and Buffler, 1983; Paull, C.K. et al., 2014), entre ellos se encuentran levantamientos batimétricos (Paull, C.K. et al., 2014), prospección sísmica (Locker and Buffler, 1983), mapas topográficos generados a partir de modelos de altimetría y sondeos de profundidad (Smith & Sandwell, 1997), estudios de morfología a partir del análisis de imágenes de sonar de barrido lateral (Twichell, D.C., 1996) y extracción de núcleos y muestras del fondo marino (Worzel et al., 1973; *Escobar-Briones et al., 2008*).

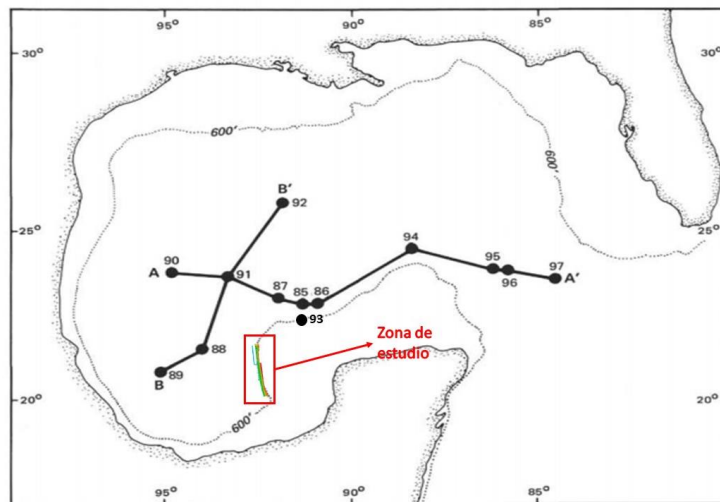


Figura 7. Localización de los sitios del Leg 10, en donde se encuentran las perforaciones más cercanas a la zona de estudio, los sitios 88 y 93 del DSDP (Proyecto de Perforación de Mar Profundo, DSDP por sus siglas en inglés) (Worzel, J. L. et al., 1970).

Entre los estudios más significativos realizados en la zona se encuentran las perforaciones realizadas en el Escarpe por el Proyecto de Perforación de Mar Profundo “*DEEP SEA DRILLING PROJECT*” (DSDP por sus siglas en inglés), en 1970, en las que se obtuvieron núcleos de rocas del

Paleógeno y del contacto con el Cretácico en los Sitios 86 y 94 (pertenecientes al *Leg 10*), a partir de los cuales se estimó la profundidad del límite Cretácico-Paleógeno o K-Pg (Paull, C.K. et al., 2014; *Fig.7 y 8*).

La información estratigráfica más cercana a la zona de estudio disponible proviene del estudio de los sitios 88 y 93 del DSDP (*Fig. 7; Tabla 1*).

Tabla 1. Descripción de los sitios 88 y 93 del DSDP, los más cercanos a la zona de estudio.

Sitio	88	93
<i>Profundidad del fondo marino (m)</i>	2532	3090
<i>Número de núcleos extraídos</i>	5	1
<i>Profundidad total (mbsf)</i>	135 m	1.5 m
<i>Edad</i>	Pleistoceno temprano- Pleistoceno tardío	Edad no mayor del Pleistoceno tardío.
<i>Descripción litológica</i>	Sedimentos de origen pelágico. La secuencia consiste en una arcilla gris verdosa rica en nanofósiles y foraminíferos. Los sedimentos son principalmente homogéneos. Probablemente localizado en la cresta de un diápiro salino. Existen algunos materiales terrígenos probablemente transportados por corrientes turbidíticas.	Sedimentos pelágicos de varias edades depositados por gravedad de forma lenta e intermitente. Este sitio se encuentra al inicio de un cañón en el Escarpe de Campeche, si el cañón es un rasgo erosivo, éste puede tener edades hasta del Cretácico.

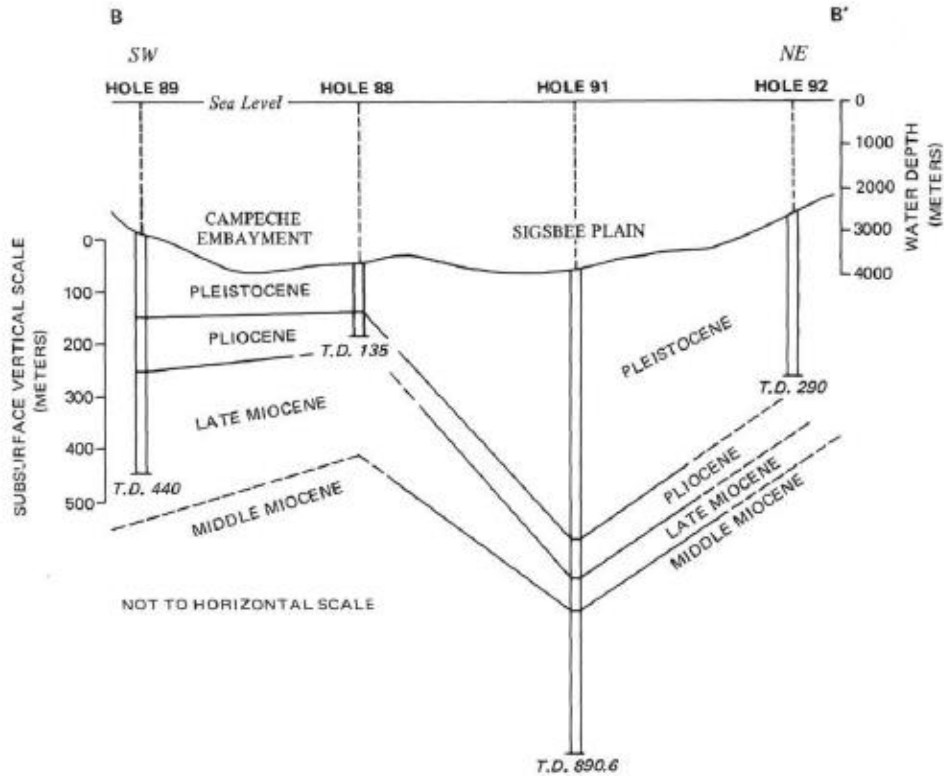


Figura 8. Sección de la línea B-B' de la Leg10 (Worzel, J. L. et al., 1970).

También se presenta una sección donde se presentan las edades de los sedimentos basadas en el análisis bioestratigráfica de los sitios 88, 89 91 y 92, lo que nos da una idea del contexto estratigráfico regional (Fig. 8).

Por otra parte, se han realizado estudios de reflexión sísmica compuestos por perfiles que cruzan el Escarpe, los cuales, han permitido tener una aproximación de su estructura interna (Locker & Buffler, 1983), la cual está caracterizada por variaciones verticales y laterales en la estructura y la estratigrafía de la parte norte del Escarpe, aparentemente como resultado de fallamiento a lo largo de la plataforma del Cretácico Inferior.

Estos perfiles sísmicos contrastan los escarpes de Florida y Campeche, dos plataformas de carbonatos considerablemente análogas ubicadas al este y sur del Golfo de México respectivamente, en ellos, se determinó que existía una superficie reflectante fuera de la estructura del impacto del cráter Chicxulub (Locker and Buffler, 1983). Esta superficie se extiende al menos 50 km desde la cara inferior del Escarpe de Campeche, el reflector fue identificado como "Mid-Cretaceous Unconformity (MCU)". Estos estudios también proporcionaron información sobre fallas encontradas bajo el MCU que fueron claves para el descubrimiento posterior de las estructuras asociadas al impacto del asteroide que dio origen al Cráter de Chicxulub (Locker and Buffler, 1983).

Locker and Buffler (1983) indicaron que el reflector fuera de la estructura de impacto identificado como MCU asciende de los ~800m a ~50km desde el borde la parte inferior del Escarpe de Campeche, hasta cerca del borde de la plataforma actual. Esto fue originalmente interpretado como un retroceso en la deposición de ~50km en la posición del borde de la plataforma de carbonatos, presumiblemente asociados con cambios paleoceanográficos en el Cretácico desconocidos, que corresponden con el MCU (Paull, C.K. et al., 2014) (Fig. 9).

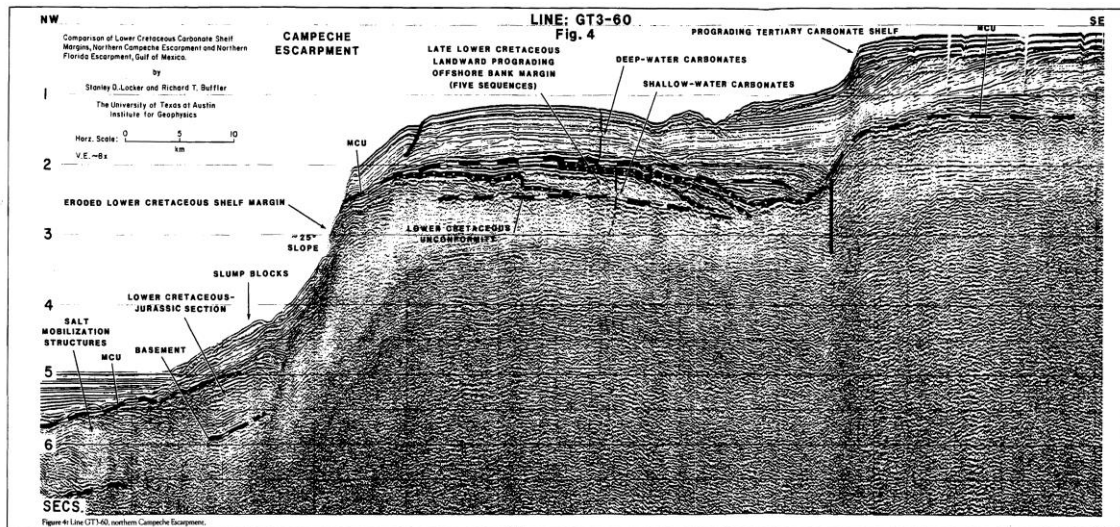


Figura 9. Línea GT3-60, una de las líneas utilizadas por Locker y Buffler para hacer un análisis de la estructura interna del Escarpe de Campeche (Locker, S.D. et. al, 1983).

También existen estudios realizados con el objetivo de obtener información de macrofauna y biomasa en la zona del Cañón de Campeche. Estos nos presentan que esta es un área activa en la exportación de carbono biogénico, las partículas suspendidas alcanzan concentraciones de entre 2.8 mg/L y 33.1 mg/L. En este estudio fueron tomadas ocho muestras del fondo del Cañón de Campeche en las que los sedimentos estaban compuestos principalmente de arcillas y limos gruesos, que constituía aproximadamente el 96% de la composición de los sedimentos. Las masas de agua que caracterizan el fondo marino del Cañón de Campeche es el Agua Intermedia Antártica (AAIW por sus siglas en inglés) y la masa de Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW por sus siglas en inglés) debajo de los 1000 m (Escobar-Briones et al., 2008).

La AAIW es una masa de agua principal, esta puede ser encontrada a profundidades entre los ~500m y ~1200m de profundidad (Talley, 1996), bajo la capa de aguas centrales y sobre las aguas profundas, dos de sus principales características son las bajas concentraciones de salinidad y de presencia de oxígeno (Stramma & England, 1999). La NADW es una prominente capa de alta salinidad, alto nivel de oxígeno y bajo nivel de nutrientes entre lo ~1500m y ~3500m de profundidad (Talley et al., 2011).

Estudios previos de batimetría de alta resolución y sonar de barrido lateral

En abril de 2013, se llevó a cabo una expedición de geofísica marina, a bordo del *R/V Falcor* del *Schmidt Ocean Institute*, con el propósito de realizar un mapa detallado del Escarpe de Campeche para saber si los depósitos asociados con el límite del Cretácico-Paleógeno estaban expuestos en el fondo marino y conocer qué revelan sobre del impacto de Chicxulub (Paull, C.K. et al., 2014). El volumen de material que probablemente cayó del borde de toda la plataforma de Yucatán durante el evento del K-Pg y que contribuyó al coctel del K-Pg en el fondo del Golfo de México necesita ser considerado, un estimado de 43 a $116 \times 10^6 \text{ km}^3$ de material contenido en el fondo del Golfo de México es el depósito de transporte masivo más grande en la Tierra (Denne et al., 2013).

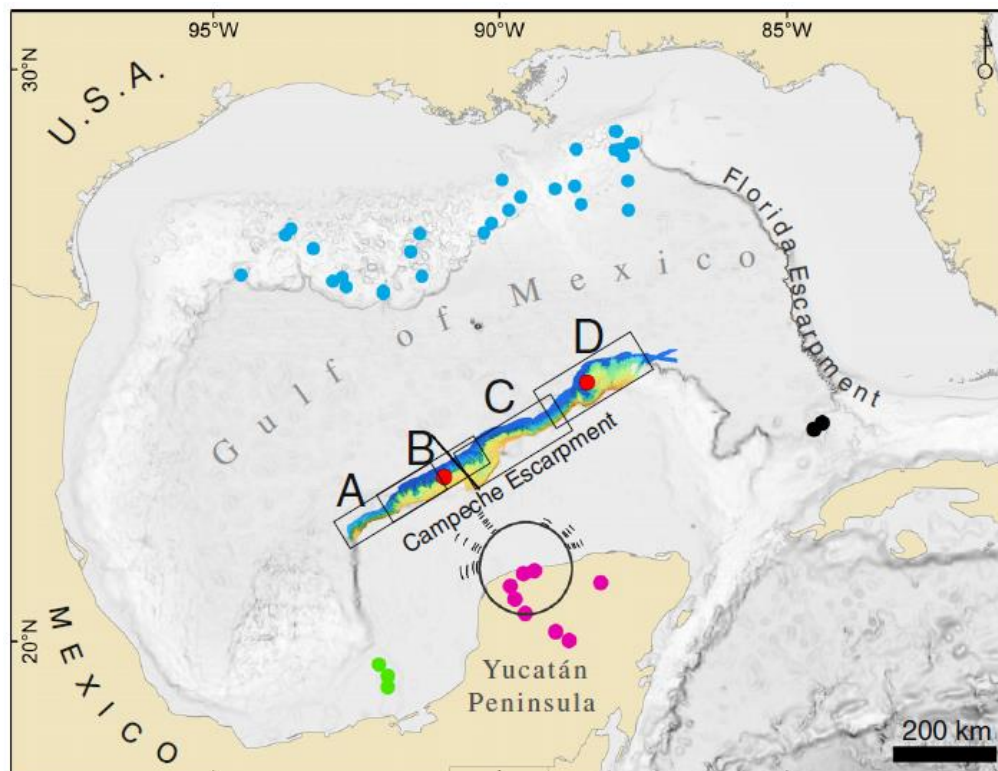


Figura 10. Mapa que muestra el modelo batimétrico digital realizado en la parte norte del Escarpe de Campeche, el círculo negro delimita el cráter y las fallas asociadas (pequeños arcos negros) al impacto de Chicxulub, los puntos rojos muestran los sitios de perforación 86 y 94 del DSDP, en color rosa se encuentran los puntos con depósitos del K-Pg más cercanos, en verde se indican los sitios de perforación 534 y 535 del DSDP en Cantarell; en negro y en azul se encuentran las perforaciones realizadas por la industria. El perfil sísmico GT-3-60 está marcado con una línea negra (Paull, C.K. et al., 2014).

Durante esta expedición fue utilizada una ecosonda multihaz a lo largo de 5,898 km de transectos, lo que representa ~ 612 km de la parte norte del Escarpe de Campeche, teniendo como objetivo las profundidades de entre ~ 400 m y ~ 3700 m. En este estudio se encontraron dos rasgos morfológicos distintivos a lo largo de la pared del Escarpe de Campeche, estos son diferenciadas por el tamaño de la pendiente de los rasgos de corte los rasgos de mayor tamaño son denominados cañones y los de menor tamaño canales (**Fig. 10**) y la continuidad de los gradientes de la pendiente a lo largo del Escarpe (Paull, C.K. et al., 2014).

Se han realizado también análisis morfológicos realizados a partir de imágenes de sonar de barrido lateral de la parte norte del Escarpe tomadas por el GLORIA (Geological Long Range Inclined Asdic) (**Fig. 11**).

En este estudio son comparadas las morfologías de secciones de los escarpes de Blake, Florida y Campeche, con el fin de hacer inferencias sobre los procesos de erosión que han sufrido. Cuatro provincias morfológicas fueron determinadas y clasificadas de la siguiente manera: (1) valles poco profundos con canales que coinciden con áreas de erosión mínima al borde de la plataforma, (2) cañones encajonados, los cuales sobreyacen áreas de hundimiento diferencial de la base y rocas carbonatadas fracturadas, (3) secciones rectas que coinciden con áreas de hundimiento del basamentos más uniformes, pero donde las diversas litologías expuestas en el borde de la plataforma se erosionan de manera diferencial y, (4) secciones separadas donde la litología de las rocas carbonatadas parece ser uniforme. Estas cuatro provincias morfológicas son interpretadas como expresiones superficiales de procesos que han dado forma a estos escarpes a lo largo del tiempo (*Twichell D. C., 1996*).

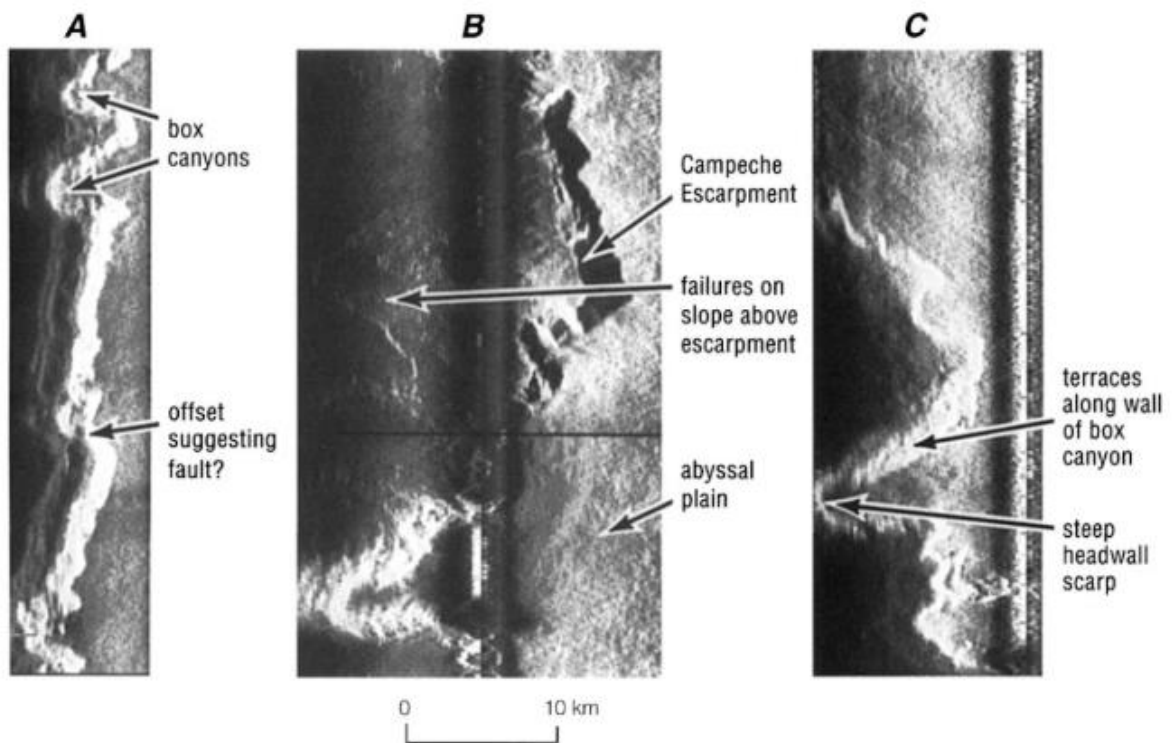


Figura 11. Ejemplo de las imágenes del GLORIA del Escarpe de Campeche: (A) sección del escarpe con pequeños cañones encajonados (*box canyons*) y desplazamiento que sugiere una falla; (B) sección del Escarpe de Campeche, rasgos del talud superior del escarpe y la planicie abisal y (C) terrazas a lo largo de los cañones y pared pronunciada escarpada (*Twichell D. C, et al., 1996*).

IV. Marco Teórico del método acústico

Propagación acústica en el medio marino

Las ondas acústicas son una manera práctica de llevar información bajo el agua. Estas consisten en vibraciones mecánicas de su medio de propagación. El medio marino es relativamente favorable para la propagación de ondas acústicas, sin embargo, presenta algunas limitaciones: La atenuación de la señal transmitida, relacionada principalmente con la absorción de las ondas de sonido en el agua; la relativa baja velocidad de propagación (en promedio 1,500 m/s, en comparación con los 300,000 km/s de las señales de radar en el espacio); las perturbaciones de la propagación debido a las variaciones en la velocidad del sonido y la reflexión en el fondo marino y en las diferentes capas de la masa de agua, lo que genera (1) una zonificación no homogénea y las ondas acústicas no se propagan en líneas rectas y (2) diversas trayectorias, generando ecos retrasados e interferencia; deformación de las señales transmitidas debidas a heterogeneidades en el medio; el ruido ambiental en el océano que tiene infinidad de fuentes y puede enmascarar la parte útil de la señal.

Las características de la propagación en el medio marino son extremadamente variadas y variantes en el tiempo y el espacio. Por ejemplo, las fluctuaciones en el medio debidas a las variaciones geográficas y estacionales, representadas por cambios en la salinidad, en el lecho marino, en las corrientes o en las mareas. Esto da a la señal acústicas submarinas un carácter de fluctuación casi aleatorio.

En las ondas acústicas, la compresión y dilatación del medio es pasada de un punto a otro debido a las propiedades elásticas del mismo. La velocidad de propagación de una onda acústica es impuesta por las características de propagación del medio y depende de la densidad ρ y del módulo elástico E :

$$c = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$$

En el medio marino, la velocidad de la onda acústica es cercana a 1,500 m/s (usualmente entre 1,450 m/s y 1,550 m/s, dependiendo de la salinidad, temperatura y presión). Los sistemas acústicos de aplicación submarina utilizan una variedad restringida de señales, elegidas a partir de su capacidad de portar la información esperada por el usuario final para aplicaciones específicas. Los sistemas acústicos utilizan señales controladas, cuyas características son seleccionadas durante la fase de transmisión (duración, frecuencia, potencia, etc.) su cadena de recepción estará basada entonces en el filtrado adecuado de estas características, tomando en cuenta las perturbaciones producidas por el medio y por el objetivo mismo (*Lurton, 2002*).

Velocidad del sonido

La velocidad del sonido en el medio marino depende de tres variables fundamentales, la temperatura, la salinidad y la profundidad, todas al mismo tiempo, y varía con ellas (**Fig. 12**). Estos parámetros son considerados fundamentales ya que representan la base sobre la que podemos caracterizar las propiedades del agua.

La temperatura, por lo general, disminuye gradualmente de la superficie al fondo marino. Sin embargo, existen muchas variaciones locales. La variación máxima se presenta en la parte más superficial del océano, debido a la mezcla en la superficie, al calentamiento solar y a las corrientes o fuentes externas de agua, pero decrece con la profundidad.

La profundidad es traducida a presión hidrostática, ésta ocasiona que la velocidad del sonido incremente de manera proporcional a la profundidad, debido a las variaciones en el módulo de elasticidad. Este incremento es aproximadamente lineal de aproximadamente 0.017 m/s cada metro bajo la superficie.

El tercer factor tomado en cuenta, la salinidad, depende de la disolución de sales presentes en el agua (NaCl, MgSO₄, etc.), el porcentaje de masa presente en el agua define su salinidad. Esta característica puede variar dependiendo de diversas condiciones hidrológicas (*Lurton, 2002*).

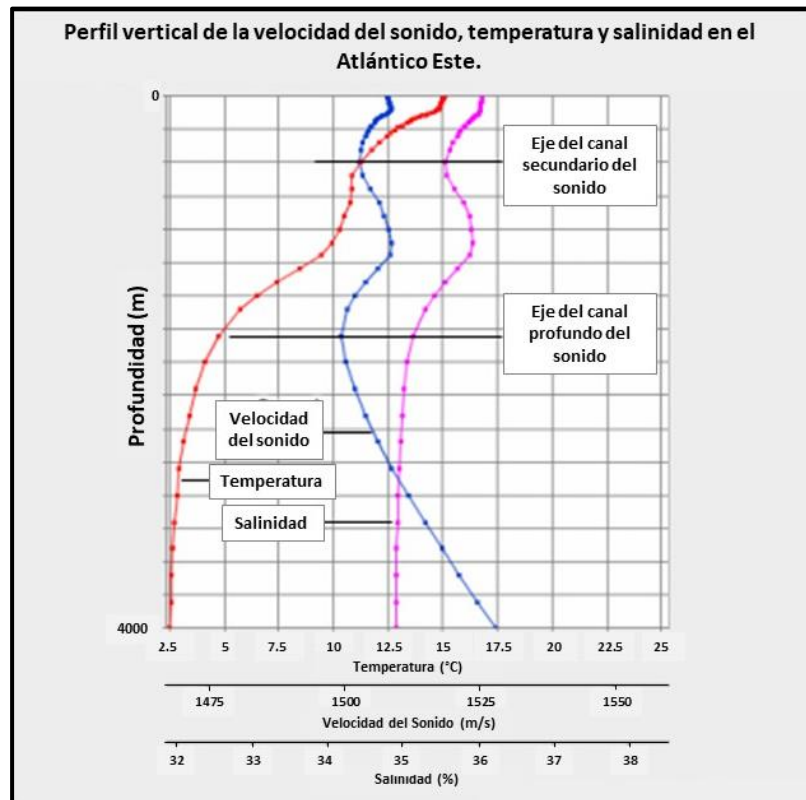


Figura 12. Ejemplo del perfil de velocidad del sonido, salinidad y temperatura en el Atlántico Este (Modificado de: COMET, 2015).

Para la medición de la velocidad del sonido *in situ*, comúnmente son utilizados dos sistemas (aunque existen más). El medidor de velocidad-profundidad directo, para una señal de alta frecuencia transmitida en una distancia perfectamente calibrada, o el CTD (Conductivity Temperature & Depth, por sus siglas en inglés).

El CTD consta de una serie de sensores que miden tres parámetros diferentes: conductividad, temperatura y la presión (profundidad). La medición de estos parámetros nos permite calcular otros parámetros del medio, como la densidad o la salinidad. Es posible calcular inversamente la velocidad del sonido utilizando estos tres parámetros mediante fórmulas derivadas empíricamente. Existen varias fórmulas con este propósito, cada una con mayor o menor complejidad y precisión. Las más populares y precisas son: Chin y Millero (1977), Del Grosso (1974), Makenzie (1981) y Medwin (1975) (Kamaluddin, 2011).

El medidor directo de la velocidad del sonido, a diferencia del CTD, no calcula la velocidad del sonido utilizando fórmulas empíricamente derivadas, para medir la velocidad del sonido, el equipo cronometra un pulso acústico que viaja una distancia fija conocida. Por lo tanto, teniendo la distancia y el tiempo de viaje del pulso, se puede conocer de manera directa la velocidad.

Perfiles de velocidad del sonido

El medio marino puede definirse generalmente como un medio estratificado, así, la velocidad del sonido dependerá solamente de la profundidad, lo que hace mucho más asequible el modelo de propagación de las ondas. Los perfiles de velocidad del sonido (SVP, por sus siglas en inglés) toman en cuenta diferentes capas (*Fig. 13*):

- La capa de mezcla (*mixed layer*) que corresponde al agua superficial del océano y que por lo general se mezcla por la acción del viento, y en donde la velocidad del sonido es constante.

- Canal superficial (*surface channel*), por lo general está asociado con una capa isotermal somera que aparece durante el invierno, o bien, puede originarse por la incursión de agua superficial muy fría. Aquí la velocidad del sonido incrementa desde la superficie hacia la parte más profunda.

- Una termoclina (thermocline), es la capa en donde la temperatura cambia rápidamente con la profundidad, ésta varía con la latitud y la estación: es permanente en los trópicos, variable en los climas templados (más fuerte en los veranos), y débil a inexistente en las regiones polares, donde la columna de agua se mantiene fría en la superficie como en el fondo. En el mar abierto se caracteriza por un gradiente de velocidad del sonido negativo.

- Canal profundo (*deep channel*), corresponde al mínimo de la velocidad del sonido. El promedio de los perfiles velocidad-profundidad en los océanos presentan este canal después de los 200 m y hasta los 2,000 m.

- Capa isotermal (*isothermal layer*), es una capa oceánica que se caracteriza por tener una temperatura prácticamente constante. A través de ésta, la velocidad del sonido aumenta de manera lineal con la profundidad, debido a la presión hidrostática.

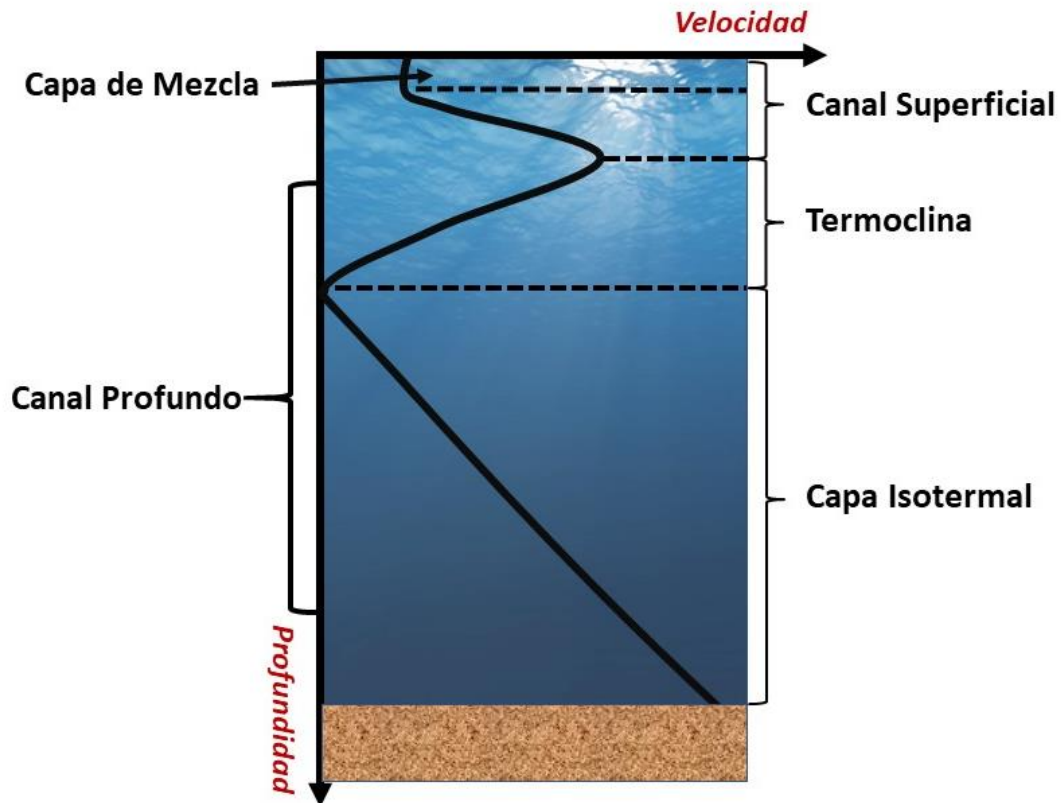


Figura 13. Elementos característicos en una perfil de velocidad típico. La velocidad del sonido está representada en el eje x y la profundidad en el eje y (Modificada de: Lurton, 2002).

Posibles alteraciones en la medición de datos batimétricos

La estimación de las coordenadas (y, z) de la medición de la profundidad se ven afectadas por las imprecisiones en el tiempo y el ángulo. La naturaleza de los errores en la medición puede ser de dos tipos: debidos al sesgo, en donde el valor medido por un error sistemático, posiblemente estable y predecible, que probablemente puede ser corregido en el post-procesamiento (p. ej. Un sesgo en el ángulo debido a la desalineación en las matrices durante la instalación en el casco); o bien, una fluctuación aleatoria, el valor medido fluctúa alrededor de un valor promedio y la calidad de la medición es determinada por la desviación estándar, este error suele estar relacionado con el medio (p. ej. Ruido o los movimientos en la plataforma de transporte) o el objetivo en sí mismo si se trata de un objeto fluctuante).

También podemos decir que la fuente de esos errores puede ser de tres tipos: errores en la medición acústica en sí misma, movimientos en la plataforma que no son corregidos correctamente e inexactitudes en el perfil de velocidad.

La estimación global del error para las mediciones debe ser modelada como la suma cuadrática de estas componentes, cada una asumida como independiente (Lurton, 2002).

Sistemas monohaz y multihaz

Los avances en las geociencias marinas de han derivado en gran parte gracias al desarrollo de herramientas dedicadas a la investigación acústica. Dependiendo de su estructura y sus principios de procesamiento, estas herramientas pueden proporcionarnos imágenes de sonar de los rasgos del fondo marino, o de manera cuantitativa darnos una idea de parámetros específicos del fondo marino, por ejemplo, la impedancia acústica entre el medio y el fondo marino, la topografía a varias escalas o la presencia de capas de sedimentación bajo el fondo marino (Lurton, 2002). Para este trabajo, la información utilizada serán datos de un sistema multihaz que nos dará una sólida referencia sobre morfología del fondo marino.

Para definir lo que es una ecosonda multihaz es práctico hablar primero de la ecosonda monohaz (Fig. 14). Un ecosonda monohaz transmite un pulso acústico de manera vertical bajo el buque, una señal corta (por lo general de 10^{-4} a 10^{-3} segundos) en un haz con una abertura angular (θ_T) entre los 5° y 15° , lo que genera una huella acústica en el fondo marino (Fig. 14). La señal es recibida por la ecosonda luego de que el pulso fue transmitido, con menor energía debido a la dispersión y atenuación de la señal debido al medio. La ecosonda mide el tiempo de ida y vuelta de la señal, lo que nos permite conocer la profundidad del fondo marino en ese punto. El análisis del eco también puede proveernos información sobre el tipo de suelo. La frecuencia de la señal en la ecosonda dependerá de la aplicación de esa información, el rango de estas frecuencias va desde los 12kHz para los modelos diseñados para aguas profundas hasta los 200kHz, 400kHz o hasta 700kHz para los modelos diseñados para aguas someras.

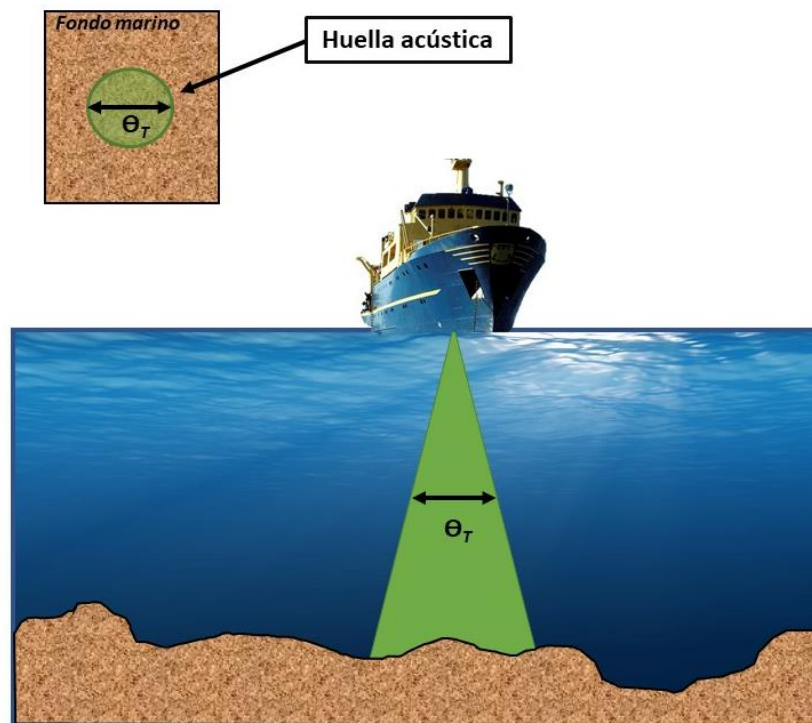


Figura 14 Ecosonda monohaz.

La ecosonda multihaz es un sistema que consiste en una ampliación de la ecosonda monohaz. En lugar de transmitir y recibir un solo haz, este sistema transmite y recibe un abanico de haces con anchos individuales pequeños (1° - 3°) de manera transversal al eje del barco. La ventaja, evidentemente, es la capacidad de multiplicar de manera considerable el número de mediciones en el fondo marino (*Fig. 15*).

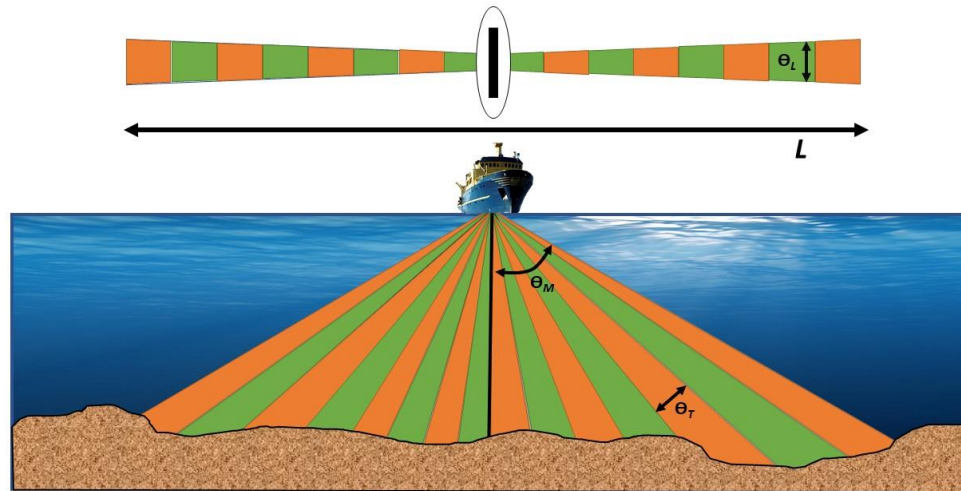


Figura 15. Geometría de una ecosonda multihaz. (Parte superior) Vista por encima del buque, donde L representa el ancho total del barrido y la apertura del ancho del barrido θ_L . (En la parte inferior) Vista vertical del barrido, con la apertura de cada haz como θ_{τ} , y el ángulo máximo de inclinación de los haces como θ_M (Modificada de: Lurton, 2002)).

Una ecosonda contiene los siguientes elementos: (1) los arreglos de transmisión y recepción, (2) la etapa electrónica de la transmisión, (3) la unidad de recepción, (4) la interfaz del usuario y (5) los sistemas auxiliares.

Los arreglos de transmisores y receptores están diseñados para restringir el ancho del barrido en el fondo marino y alcanzar el mayor ancho posible sin perder la calidad de los datos y para tener una buena discriminación angular para la recepción de los haces.

La parte etapa electrónica del transmisor es la encargada de la generación de las señales, amplificación y adaptación de impedancia de los transductores. Esta etapa también controla la transmisión del haz, su nivel, su ancho y su inclinación, de acuerdo a los parámetros de configuración y a los sensores de compensación.

La unidad de recepción realiza la siguientes actividades: la corrección del nivel en función del tiempo, la digitalización de las señales hidrófono, la demodulación de señales a abaja frecuencia, corrección de los movimientos de la plataforma para controlar los haces de transmisión y recepción, corrección de los perfiles acústicos conforme al perfilador de velocidades.

La interfaz del usuario es donde podemos visualizar el sistema de control (operación de la ecosonda, ajustes de la ecosonda y sistemas auxiliares, herramienta de calibración y archivado de datos) además de ver parte del procesamiento de los datos en tiempo real (*Fig. 16*).



Figura 16. Interfaz de usuario de los sistemas hidroacústicos a bordo del B/O Justo Sierra.

La ecosonda necesita recibir y procesar datos de diversos sistemas auxiliares con el objetivo de hacer las mediciones de manera precisa, algunos de estos sistemas auxiliares son: (a) el sistema de posicionamiento, (b) el sensor de altitud, que permite tener las correcciones por dirección, balanceo, cabeceo y deriva vertical y (c) los perfiles de velocidad del sonido (Lurton, 2002).

Tabla 2. Características de las ecosondas utilizadas en este trabajo instaladas en el B/O "Justo sierra".

Ecosonda	Frecuencia (kHz)	Rango de profundidades (m)	Ancho máximo del barrido	Apertura total	Numero de haces	Ancho de los haces
EM300	30	10 - 5,000	5.5 veces la profundidad o 5 km	140°	135	1° - 2°
EM302	30	10 - 7,000	5.5 veces la profundidad u 8 km	140°	432	0.5° - 4°

El principio fundamental de la medición de batimetría por una ecosonda multihaz es la estimación conjunta de tiempos y ángulos. Cada pareja (t , θ) es utilizada para saber la posición de un punto de la profundidad (Fig. 17).

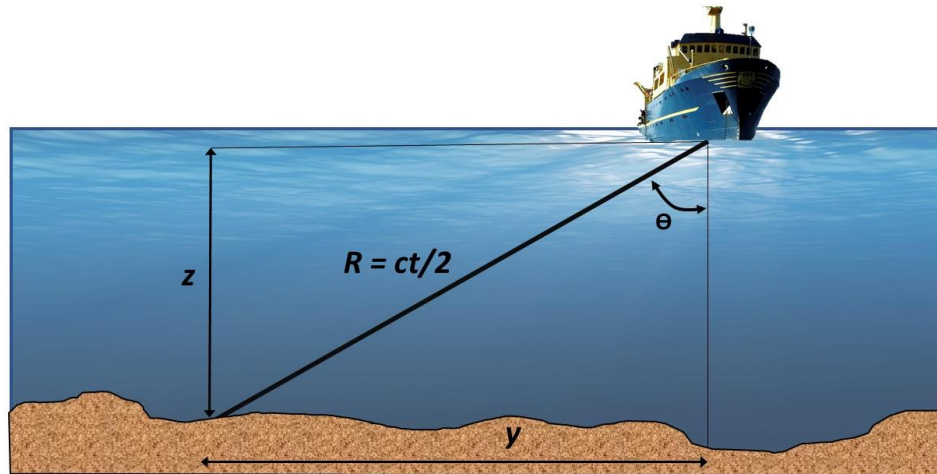


Figura 17. Medición del tiempo y ángulo para la batimetría en una ecosonda multihaz.

En el caso particular donde el perfil de velocidad del sonido es constante en toda la columna de agua y las trayectorias acústicas son rectilíneas, $R = ct/2$ y las coordenadas (y, z) del punto medido, tomando como la posición de la ecosonda como el origen, se tiene la siguiente ecuación:

$$y = R \sin \theta = \frac{ct}{2} \sin \theta$$

$$z = R \cos \theta = \frac{ct}{2} \cos \theta$$

En un escenario más complejo y realista donde la velocidad del sonido varía con la profundidad, la trayectoria acústica deberá ser reconstituida median un software de trazado geométrico de trayectorias. Para un haz, un rayo es lanzado en cierto ángulo, y sigue una trayectoria en función del tiempo a lo largo de la columna de agua. El cálculo finaliza cuando el tiempo calculado es igual al tiempo medido.

La medición es referida a la posición de la ecosonda. Por lo tanto, es necesario saber de manera simultánea la posición y altitud de la plataforma, para realizar las correcciones angulares pertinentes (especialmente el balanceo) y asociar coordenadas geográficas con las mediciones de profundidad. Esto requiere que simultáneamente con la ecosonda existan las mediciones de posicionamiento y altitud (Lurton, 2002).

Para que una medición sea efectiva la energía de la transmisión y la que debe detectar el receptor, debe ser mayor a la energía del ruido ambiental. Teniendo en cuenta todos estos factores podríamos una ecuación del sonar de manera simplificada, esta ecuación nos ayudará a ilustrar los factores que afectan a la señal:

$$SR = SE - 2PT - NR + ID + RD$$

Donde **SR** es la señal recibida por el transductor, **SE** es la señal emitida por el transductor, **2PT** son las pérdidas de energía de la señal debidas al esparcimiento esférico y la absorción, es multiplicado por dos ya que se toma en cuenta el viaje de ida y de vuelta de la onda acústica, **NR**

es el nivel del ruido ambiental, puede tener un sinnúmero de fuentes, tales como, el movimiento de las olas, interferencia eléctrica en los transductores o burbujas ocasionadas por el barco, ID es el índice de directividad, que nos indica que tan enfocada está la energía al transductor de recepción y que tan receptivo es el transductor en el ángulo en el que incide la onda y RD es el coeficiente de retrodispersión (en inglés backscatter) que depende de la reflectividad de la superficie en la que la onda rebota.

V. Métodos

Adquisición de los datos

Los datos utilizados para este trabajo fueron recolectados durante las campañas oceanográficas Chicxulub II, III y IV, durante los años 2015, 2016 y 2017 respectivamente, estas fueron realizadas por el B/O Justo Sierra perteneciente a la UNAM (*Fig. 18*). El propósito de este estudio realizado en aguas mexicanas tuvo como objetivo obtener datos de ecosondas monohaz y multihaz y en algunas zonas datos de sonar de barrido lateral y de perfilador sísmico, también la adquisición del perfil de velocidad del sonido. Sin embargo, para este trabajo sólo serán utilizados los datos adquiridos por la ecosonda multihaz. Los datos de posicionamiento del buque son tomados de un GPS diferencial integrado en el mismo.



Figura 18. B/O Justo Sierra.

Campañas Chicxulub II y III

Durante la realización de las campañas Chicxulub II y III el B/O Justo Sierra contaba con una ecosonda multihaz Kongsberg® modelo EM300 que funciona a una frecuencia de 30 kHz y es utilizada para un rango de profundidades de 10m a 5000m y cuenta con 135 haces. La adquisición de los datos de la campaña Chicxulub II fue realizada del 28 al 30 de abril del 2015 y la adquisición de la campaña Chicxulub III fue realizada del 20 al 28 de abril del 2016.

Los datos batimétricos durante la Campaña Chicxulub II fueron tomados a lo largo de la cara suroeste del Escarpe de Campeche en 7 transectos con una dirección NW-SE (**Fig. 19**). Para esta campaña fueron generados 4 perfiles de velocidad del sonido adquiridos con un equipo de medición directa de velocidad del sonido. El primer perfil de velocidad adquirido es integrado a la ecosonda previo a la adquisición. Al ser adquiridos de manera directa la información de velocidad del sonido en la columna de agua, esta tiene mayor fiabilidad que al ser calculados de manera indirecta a partir de la información proporcionada por un CTD.

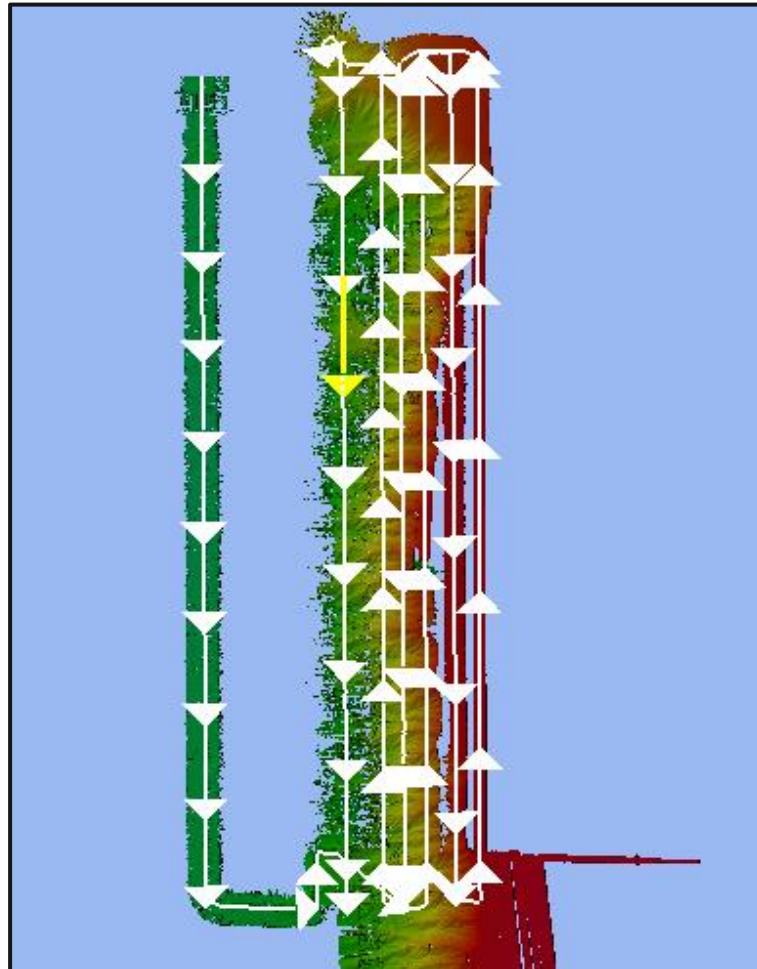


Figura 19. Visualización de los archivos existentes para Chicxulub II.

El levantamiento de la campaña Chicxulub III fue realizado como continuación de la campaña Chicxulub II, el extremo norte de la zona de adquisición de los datos de esta campaña se

sobrepone a los datos del extremo sur de la campaña Chicxulub II. Los datos fueron tomados a lo largo de 21 transectos en la cara suroeste del Escarpe de Campeche con una dirección NW-SE (*Fig. 20*) y se generaron 3 perfiles de velocidad del sonido.

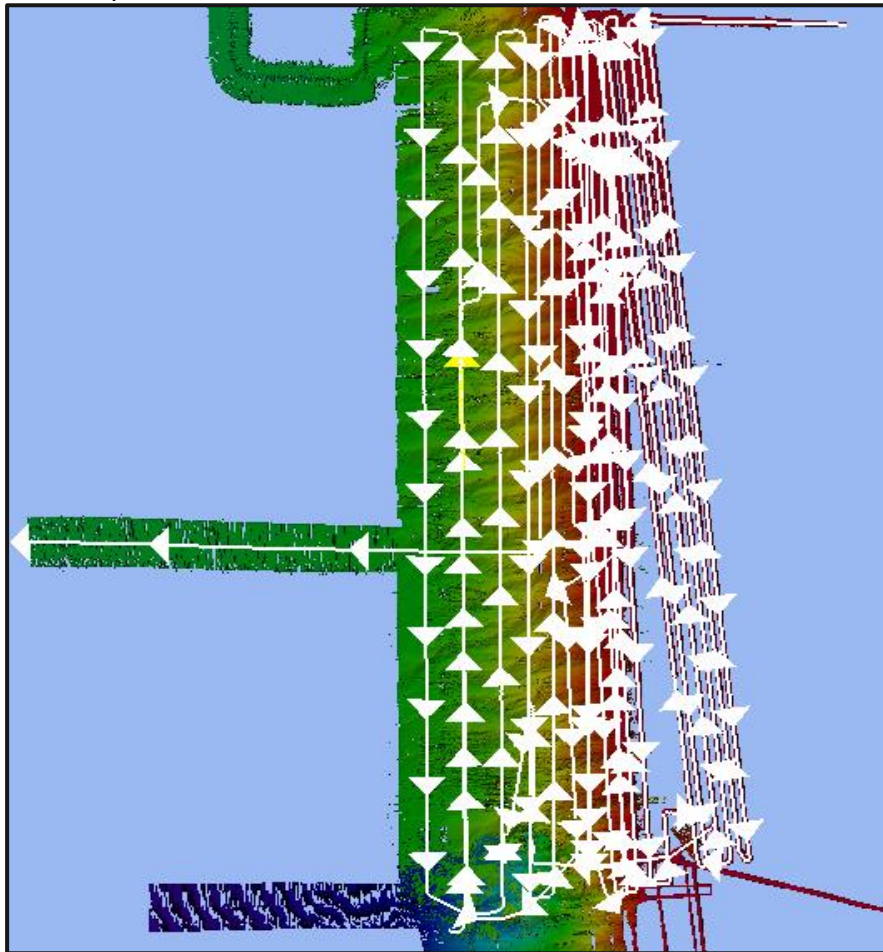


Figura 20. Visualización de los archivos existentes para los transectos de Chicxulub III.

Campaña Chicxulub IV

Durante la campaña Chicxulub IV se contó con una ecosonda Kongsberg® modelo EM302 que opera a una frecuencia de 30 kHz y alcanza una profundidad de hasta 7000m y cuenta con 432 haces. Al igual que las dos campañas anteriores, la campaña Chicxulub IV continuó con el mapeo sobre la cara suroeste del Escarpe de Campeche con una dirección NW-SE. Las fechas de adquisición de los datos batimétricos de esta campaña abarcan del 13 al 16 de noviembre de 2017. Los datos del extremo norte, se sobreponen a los datos del extremo sur de la campaña Chicxulub III. Para Chicxulub IV fueron tomados a lo largo de la cara suroeste del Escarpe de Campeche 13 transectos con una dirección NW-SE (*Fig. 21*) y generados 6 perfiles de velocidad del sonido.

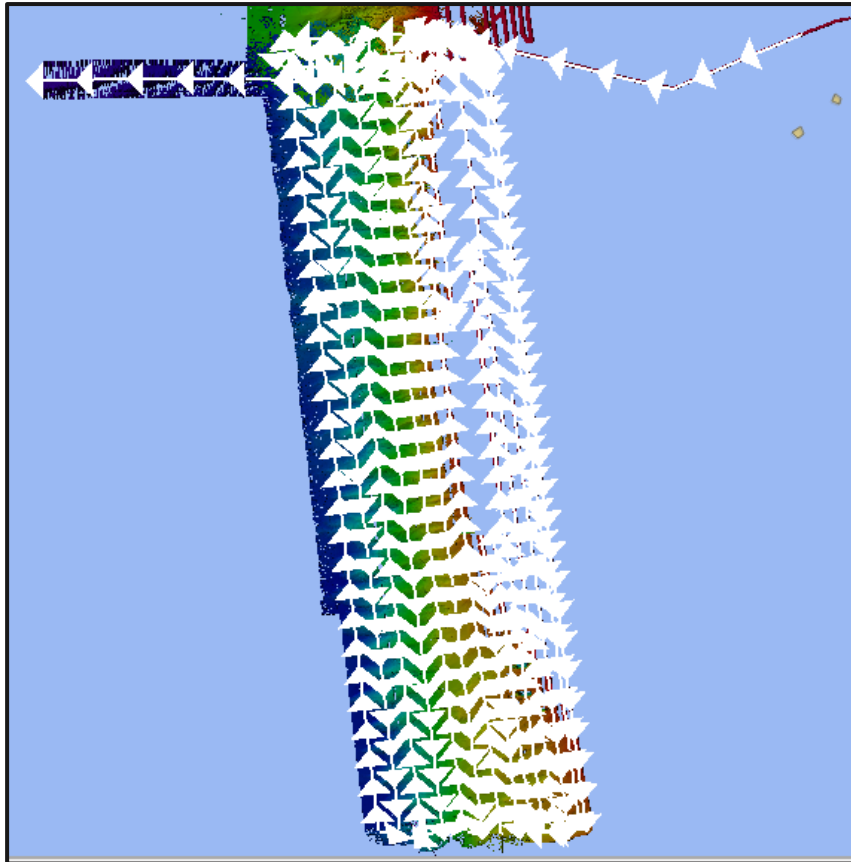


Figura 21. Visualización de los archivos existentes para los transectos en Chicxulub IV.

Procesamiento de los datos

Posterior al proceso de calibración de los sistemas multihaz son ingresados al sistema los parámetros pertinentes para comenzar la adquisición de los datos, sin embargo, los movimientos en el buque afectan las mediciones realizadas por la ecosonda multihaz; a pesar de que estos movimientos son compensados dinámicamente por la ecosonda al momento de la adquisición es necesario hacer una revisión de los datos es en el post-procesamiento para realizar una corrección manual de los mismos. En este caso las correcciones realizadas en el post-procesamiento por movimientos del buque fue despreciable.

Para poder corregir los valores de la adquisición con respecto al perfil de velocidad de sonido en las zonas de adquisición fue utilizado el programa de post-procesamiento Qimera[®] versión 1.7.5 desarrollado por la empresa QPS. Con esta herramienta de procesamiento de datos hidrográficos fue posible realizar la importación de los datos expedidos por la ecosonda en formato .all, agregar los perfiles de velocidad del sonido, la información de la estaciones mareográficas (aunque al ser variaciones en de entre 1m y 3m para este caso, las implicaciones de esta corrección son despreciables), la eliminación de ruido, georreferenciación, la visualización en 2D y 3D de los datos y la generación y exportación de los modelos batimétricos digitales.

El primer paso en el flujo de trabajo para el post-procesamiento de los datos puede ser representado de la siguiente manera:

1. La creación de un proyecto en Qimera, nombrarlo y agregar una descripción del mismo.
2. Se importan los archivos extraídos de la ecosonda, los archivos .all, en este momento, Qimera detecta automáticamente toda la información disponible relacionada con los datos importados. La información extraída, incluyendo configuración del buque, posicionamiento, dirección, movimientos sobre los ejes del buque y perfiles de velocidad del sonido.
3. Ya que los archivos extraídos de la ecosonda no tiene la información de las mareas, está información es importada de manera externa con la información proporcionada por el servicio mareográfico nacional. En esta etapa se ingresan los nombres de las estaciones mareográficas y su posición geográfica.
4. Son revisados y de ser necesario, modificados los diferentes perfiles de velocidad del sonido para las campañas (**Fig. 22**).

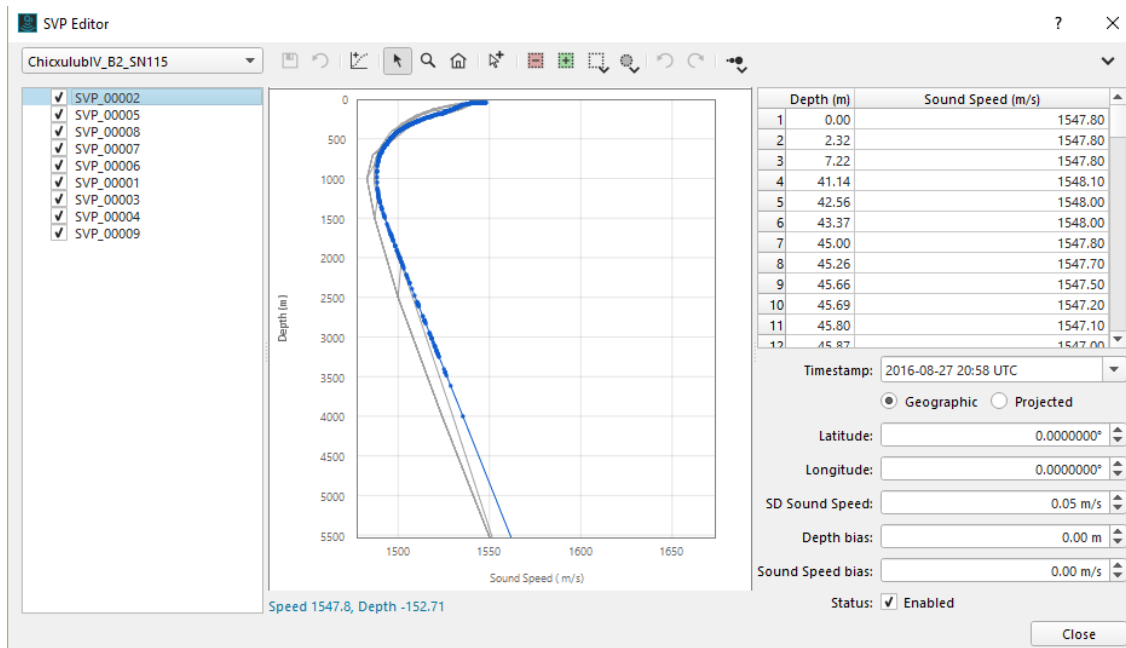


Figura 22. Visualización del editor del perfil de velocidad en Qimera.

5. Una vez que todos los archivos de las campañas fueron importados, son creadas las superficies dinámicas, éstas son la base del post-procesamiento en Qimera. Las superficies dinámicas son modelos de la superficie batimétrica cuadrículados que se pueden ver y editar en 2D y 3D; se les denomina dinámicas ya que van reflejando los cambios realizados en los datos en tiempo real. Al momento de crear la superficie dinámica es posible escoger la escala de colores y el tamaño de la celda que se utilizará. Las superficies dinámicas son

creadas conforme a la conveniencia del usuario y nos permiten ver el total de los datos o solo una parte de ellos, lo que facilita el ritmo de trabajo.

6. Se comienza con la revisión de los datos. Se buscan datos ruidosos o que fueron afectados al momento de la adquisición con diversas herramientas, puede hacerse en 2D o 3D.

La segunda parte del flujo de trabajo es el uso de las diversas herramientas dentro de Qimera para la “limpieza” de estos datos. El criterio utilizado para la limpieza de los datos puede considerarse cualitativo, ya que los datos excluidos del modelo final fueron seleccionados con base en la morfología ya conocida del Escarpe de Campeche y con la “formas” características en que datos conocidamente erróneos se pueden visualizar (**Fig. 23**). Para ello fueron utilizadas dos herramientas diferentes, la herramienta Slice Editor y la herramienta 3D Editor.

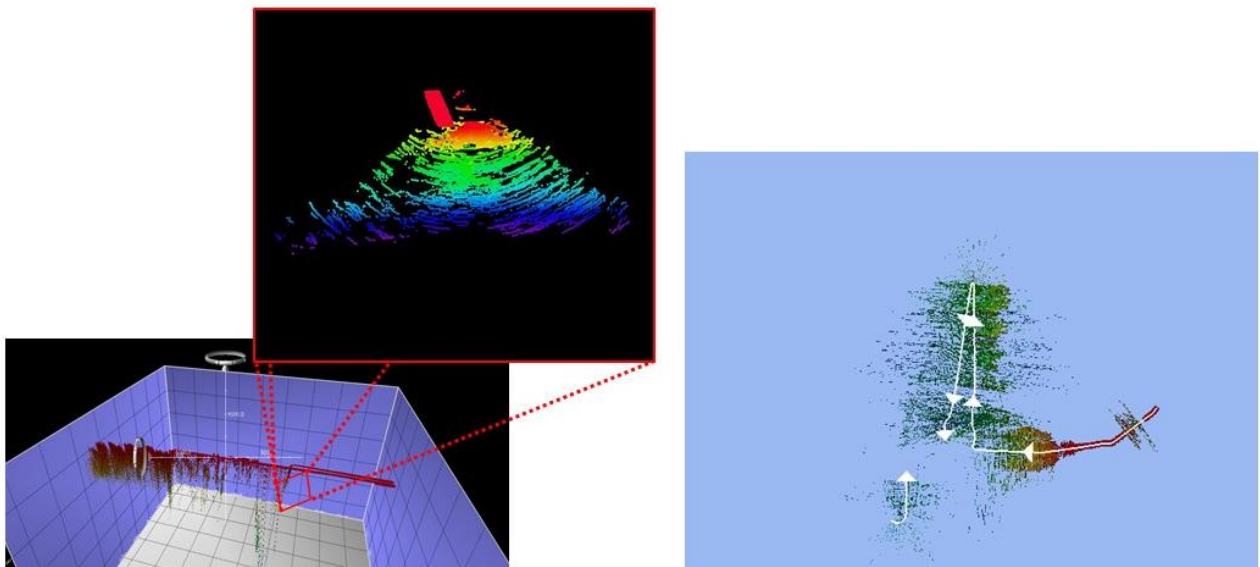


Figura 23. Acercamiento y vista superior de datos que sufrieron afectaciones al momento de la adquisición.

Con la primera de ellas, Slice Editor (**Fig. 24**), se puede seleccionar una sección de cualquiera de las superficies dinámicas y tener una visualización en 2D perpendicular al plano del fondo marino, en ella se pueden ver algunos de los puntos discordantes con la superficie, mismos que son eliminados (**Fig. 25**).

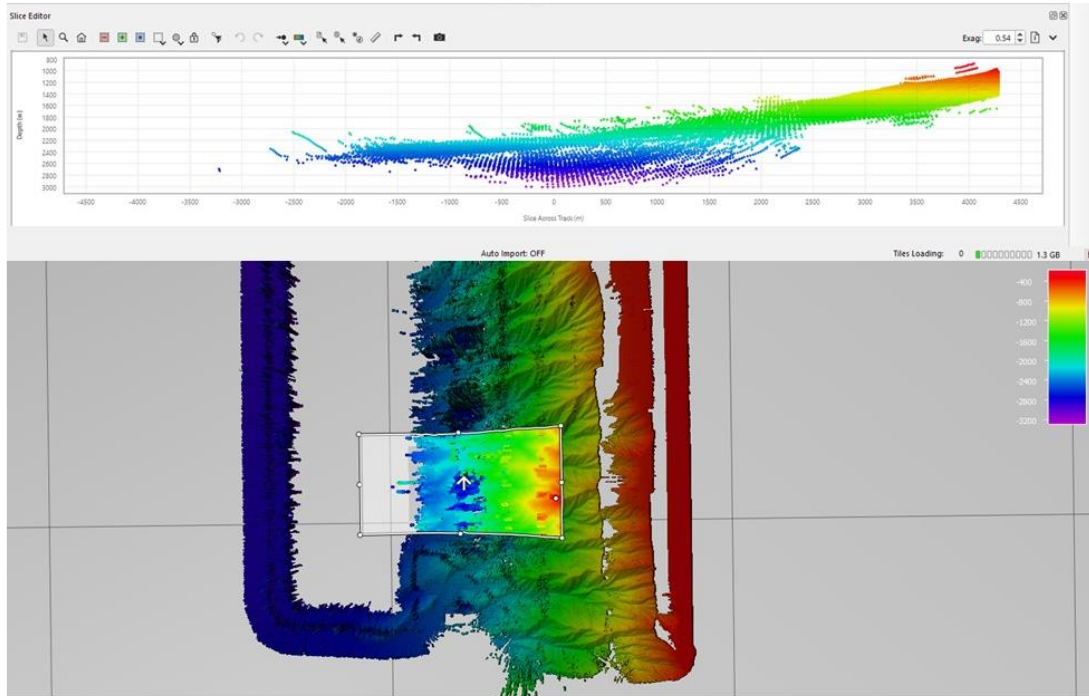


Figura 24. Slice Editor.

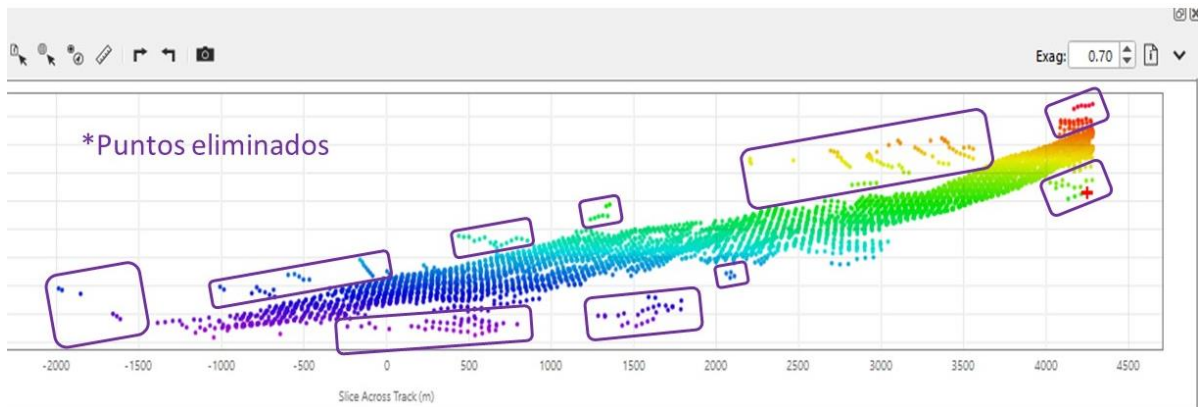


Figura 25. Ejemplo del criterio de eliminación de puntos debido a su desviación en el Slice Editor.

La otra herramienta utilizada para la limpieza de los datos fue el 3D Editor (Fig. 26), la cual nos permite visualizar y editar los puntos de un área seleccionada en tres dimensiones, al escarpe tener una morfología llena de cañones, esta herramienta fue la que permitió un mejor manejo de los datos al momento de la limpieza.

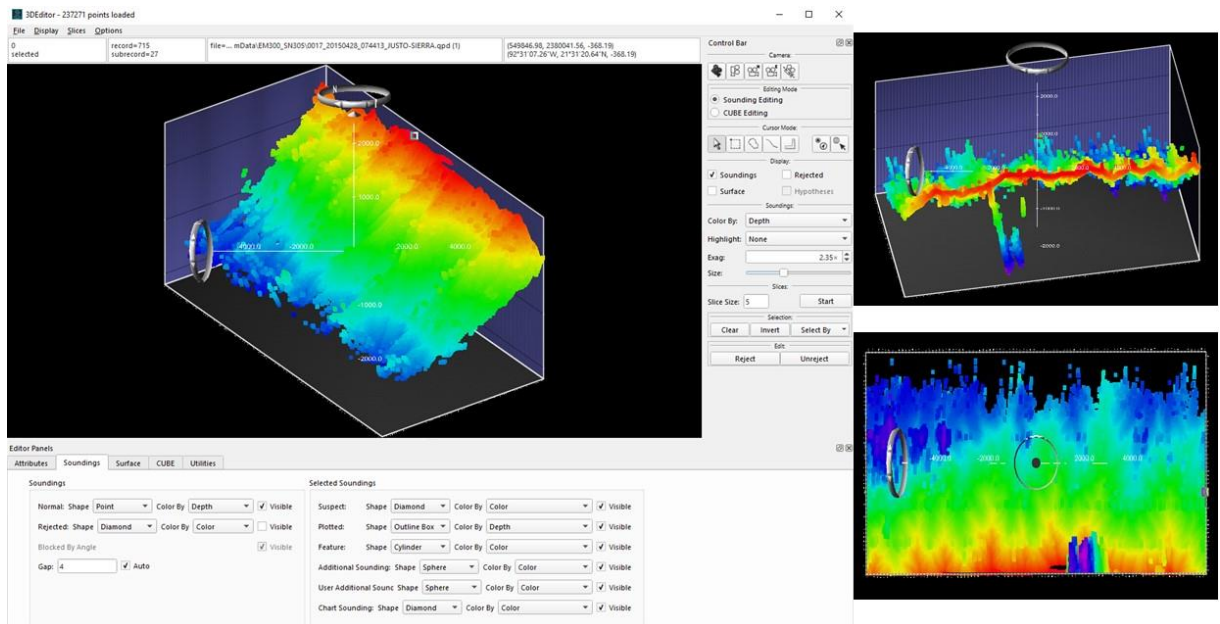


Figura 26. Diferentes vistas de una misma selección de puntos en el 3D Editor.

Después de realizar la limpieza de los datos en todas las superficies dinámicas generadas a partir de los datos para un manejo más sencillo de los mismos. Se creó una superficie dinámica con los datos ya limpios, con el mismo tamaño de celdas y la misma escala de color.

Esta nueva superficie dinámica se exportó de Qimera como una superficie en los formatos XYZ, GMT Grid, ArcView y GeoTIFF entre otros, o bien, como una imagen en los formatos GeoTIFF o Jpeg.

Posterior a la generación de los resultados en Qimera, se realizó el cálculo de las pendientes para los resultados de las tres campañas, esto se realizó con la ayuda del programa Fledermaus[®] versión 7.8.9 también desarrollado por la empresa QPS.

Con la ayuda de este programa calculamos las pendientes de la superficie en grados decimales. El algoritmo que utiliza este programa puede explicarse con el diagrama presentado en la **Figura 27**. El diagrama ilustra el cálculo de la pendiente en un punto P de la malla de datos. A, B, C y D representan los centros de las celdas aledañas al punto de referencia (P). La pequeña caja gris representa el tamaño de la celda.

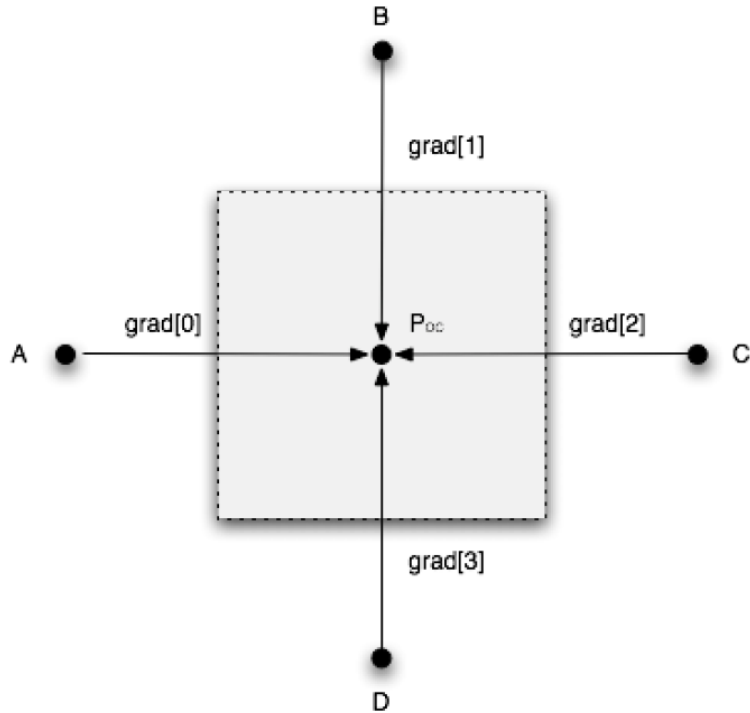


Figura 27. Diagrama ilustrativo para el programa para calcular pendientes.

El algoritmo utilizado por Fledermaus[®] para el obtener de la pendiente calcula una pendiente máxima tomando en cuenta las pendientes PA, PB, PC y PD, seleccionando el máximo de los valores absolutos de estas cuatro pendientes. El ángulo es calculado de la función arcotangente y convertido a grados. Es importante recalcar que las pendientes calculadas para cada uno de los centros de las celdas en toda la superficie son calculadas de manera independiente, por lo que el gradiente seleccionado puede no ser igual al de la celda vecina.

VI. Resultados e Interpretación

Los datos de batimetría obtenidos durante las tres campañas oceanográficas, después de ser procesados, permitieron construir modelos digitales batimétricos para cada una de las regiones además de poder calcular las pendientes de las paredes de los cañones para cada uno de ellos.

Los modelos digitales constituyen un área de $\sim 1725 \text{ km}^2$ (Fig. 28) en donde se observa en alta resolución la morfología de la zona de estudio.

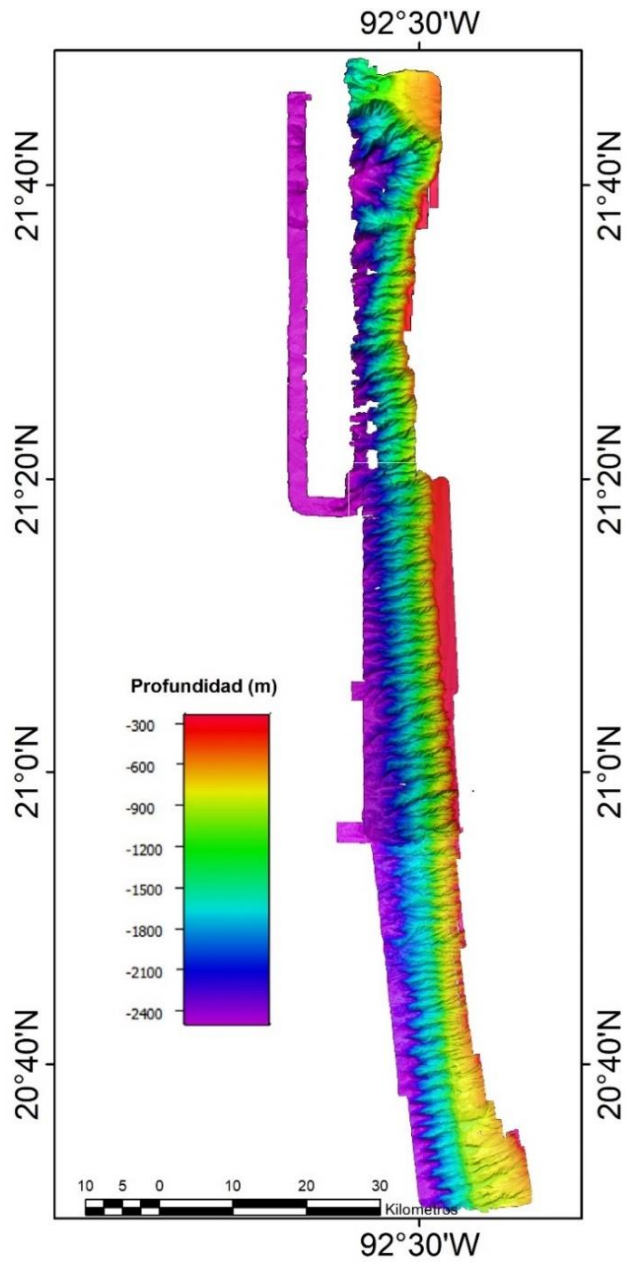


Figura 28. Modelo digital batimétrico de alta resolución de las campañas Chicxulub II, III y IV. Se utiliza una escala de color para representar las profundidades a lo largo de la zona de estudio.

A continuación, se presentan los tres sectores considerados en las tres campañas de forma independiente (*Figs. 29-40*). La escala de colores utilizada en los modelos digitales es relativa a los valores máximos (~2500m) y mínimos (~300m) en la zona de estudio, el color rojo representa la zona más somera y el púrpura representa la zona más profunda.

Chicxulub II

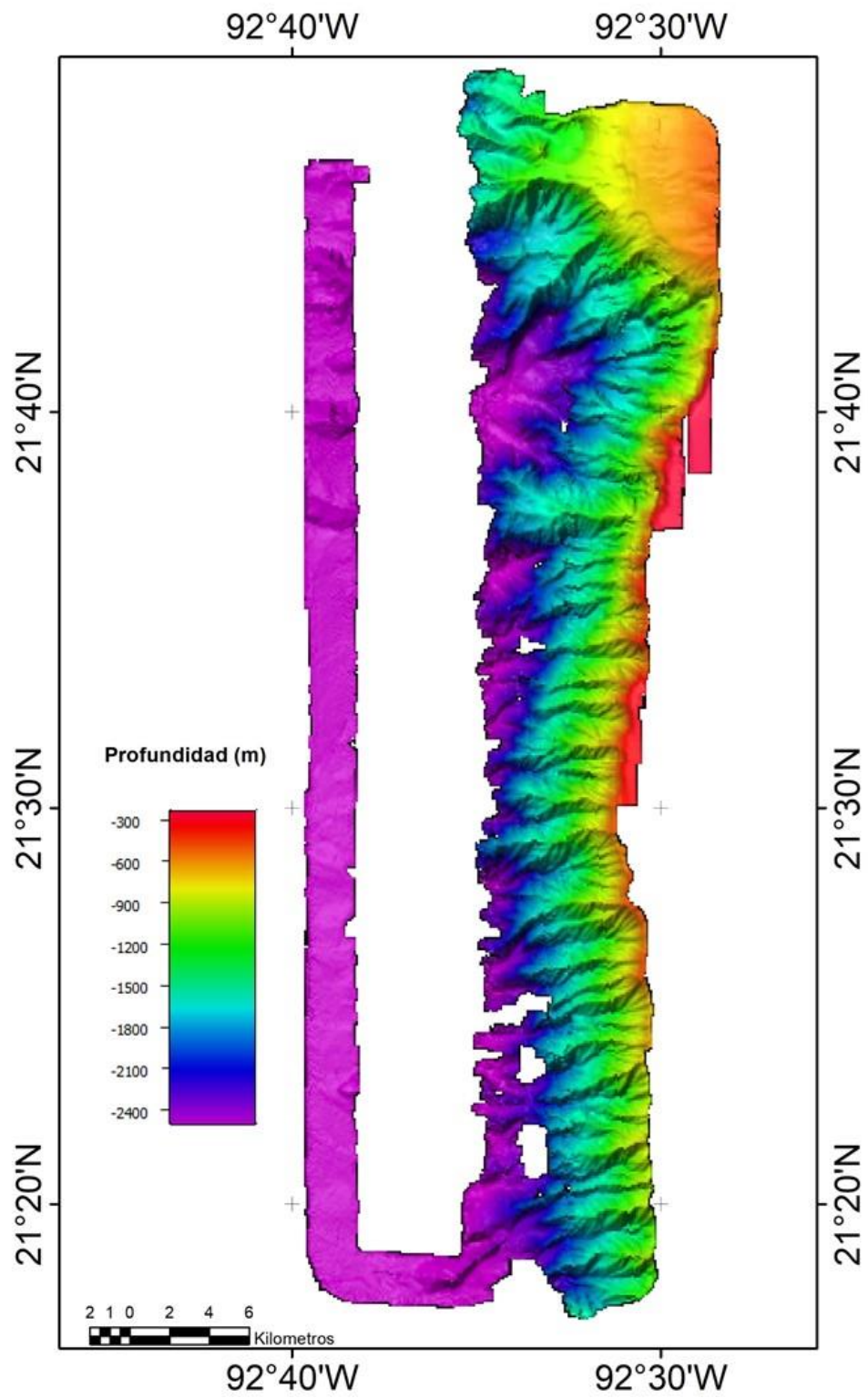


Figura 29. Modelo digital batimétrico del sector analizado en la campaña Chicxulub II.

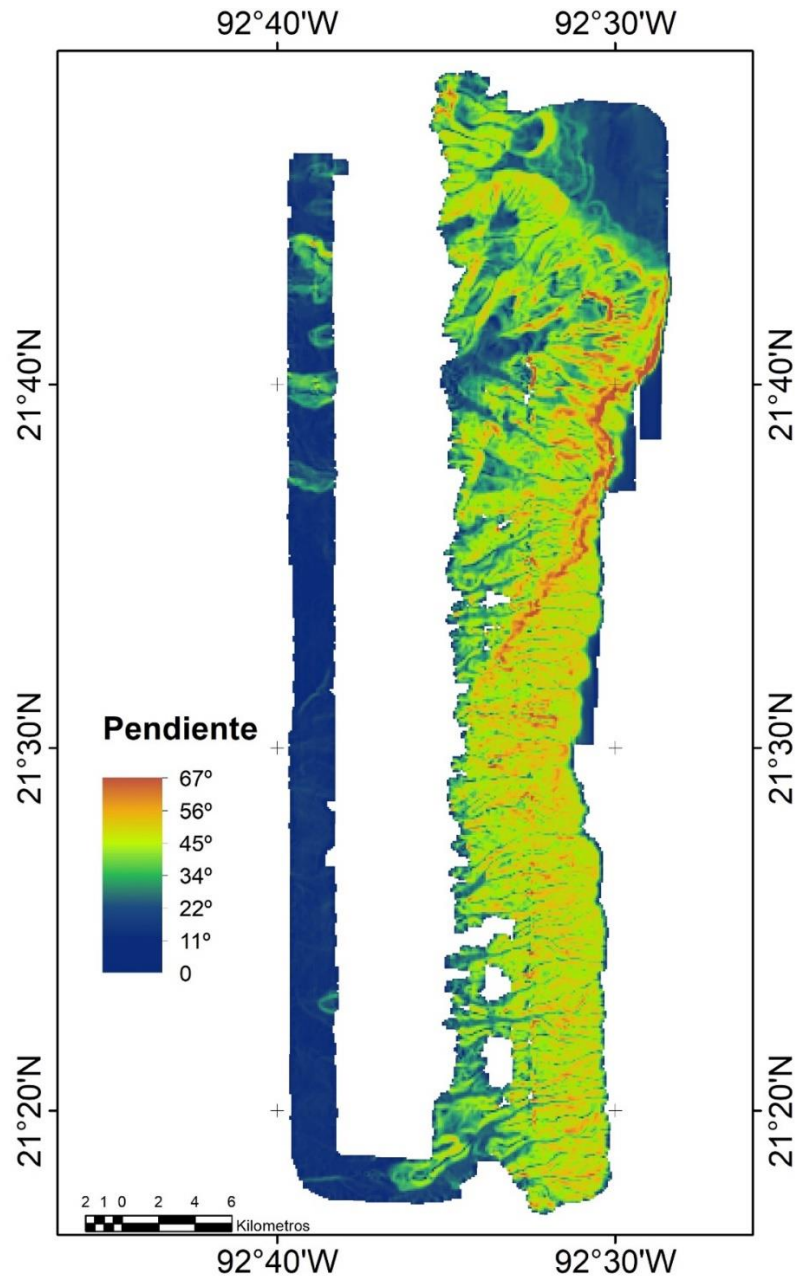


Figura 30. Pendientes del relieve marino calculadas para el sector analizado en la campaña Chicxulub II.

En el modelo batimétrico realizado a partir de los datos de la campaña Chicxulub II (*Fig. 29*) se observa el relieve del fondo marino en el extremo norte de la zona de estudio. Las profundidades en este modelo varían entre los ~300m en las zonas más someras y los ~2400m en las zonas más profundas. En él se observan una serie de cañones y una estructura semi-elíptica en el extremo norte, producto de la erosión y el transporte de sedimentos. Se tiene mas información de esta zona a partir del mapa de pendientes (*Fig. 30*), en el que podemos observar las pendientes de las paredes de los cañones. Estas pendientes varían entre 0° y 67°, se observan los ángulos más pequeños en las partes superior e inferior del talud y la mayor variabilidad de ángulos sobre la pared del talud.

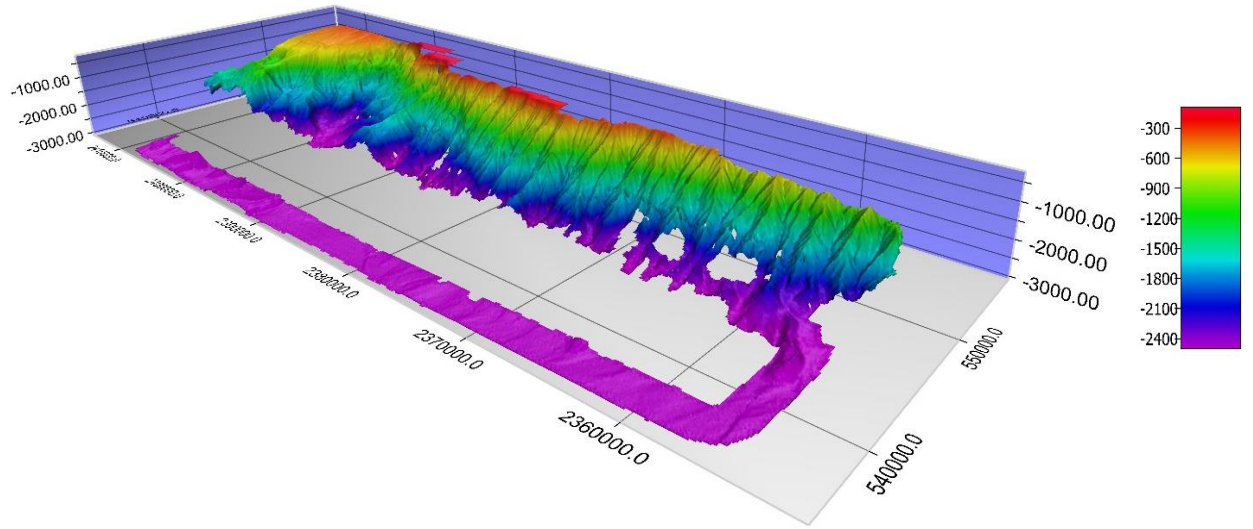


Figura 31. Vista tridimensional hacia el NE de la campaña Chicxulub II.

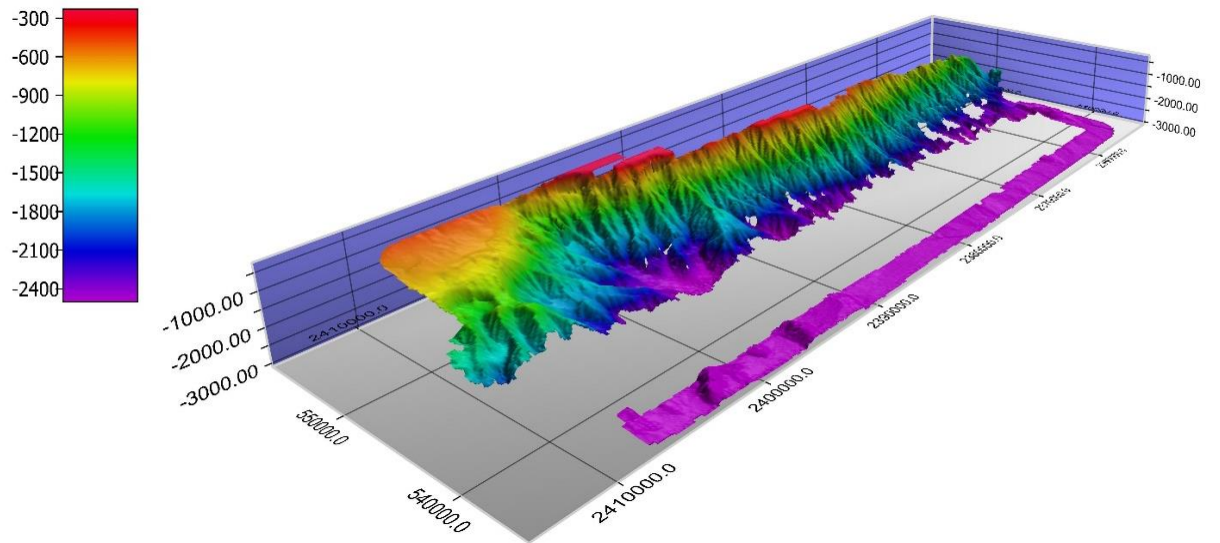


Figura 32. Vista tridimensional hacia el SE de la campaña Chicxulub II.

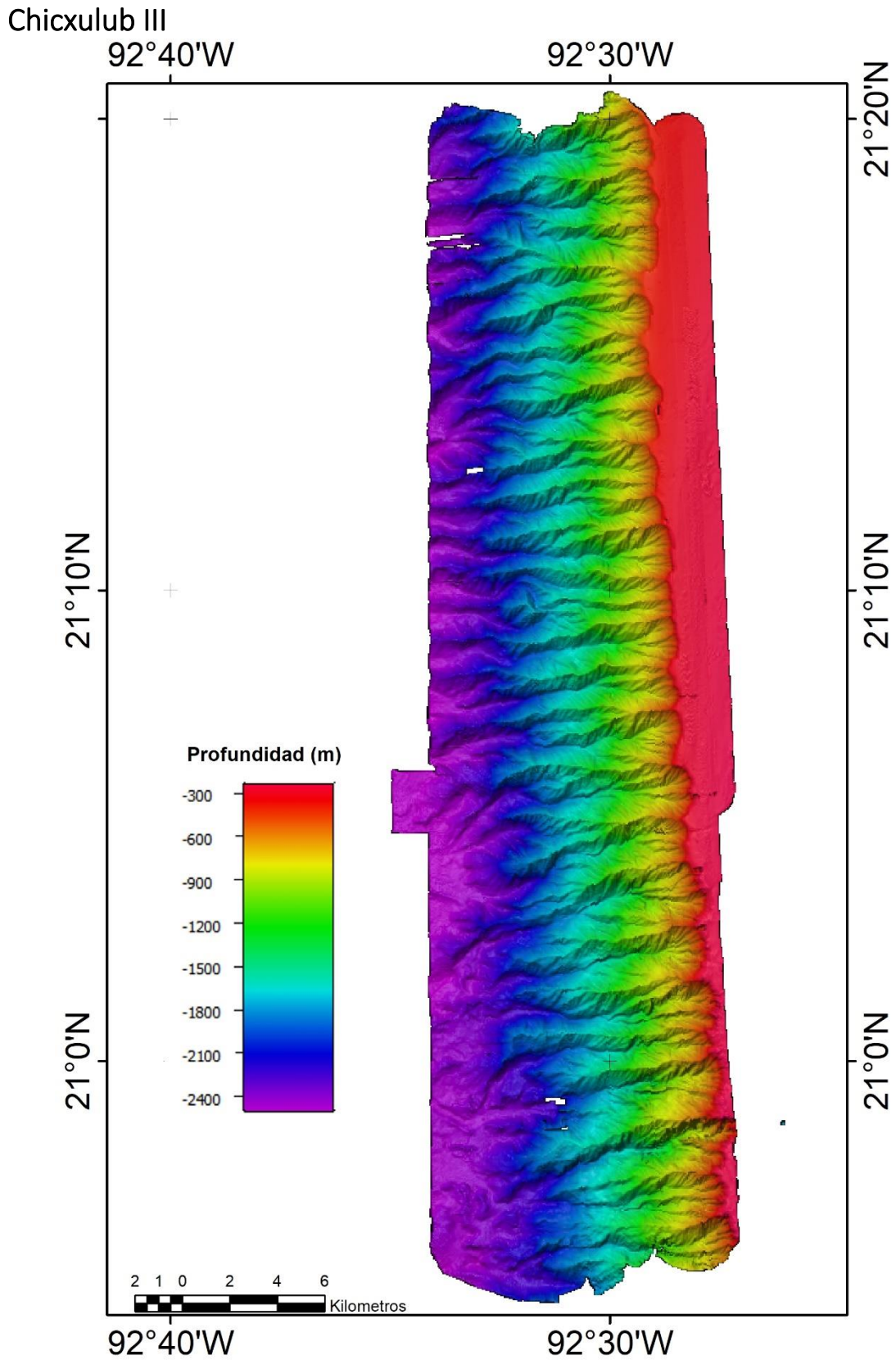


Figura 33. Modelo digital batimétrico del sector analizado en la campaña Chicxulub III.

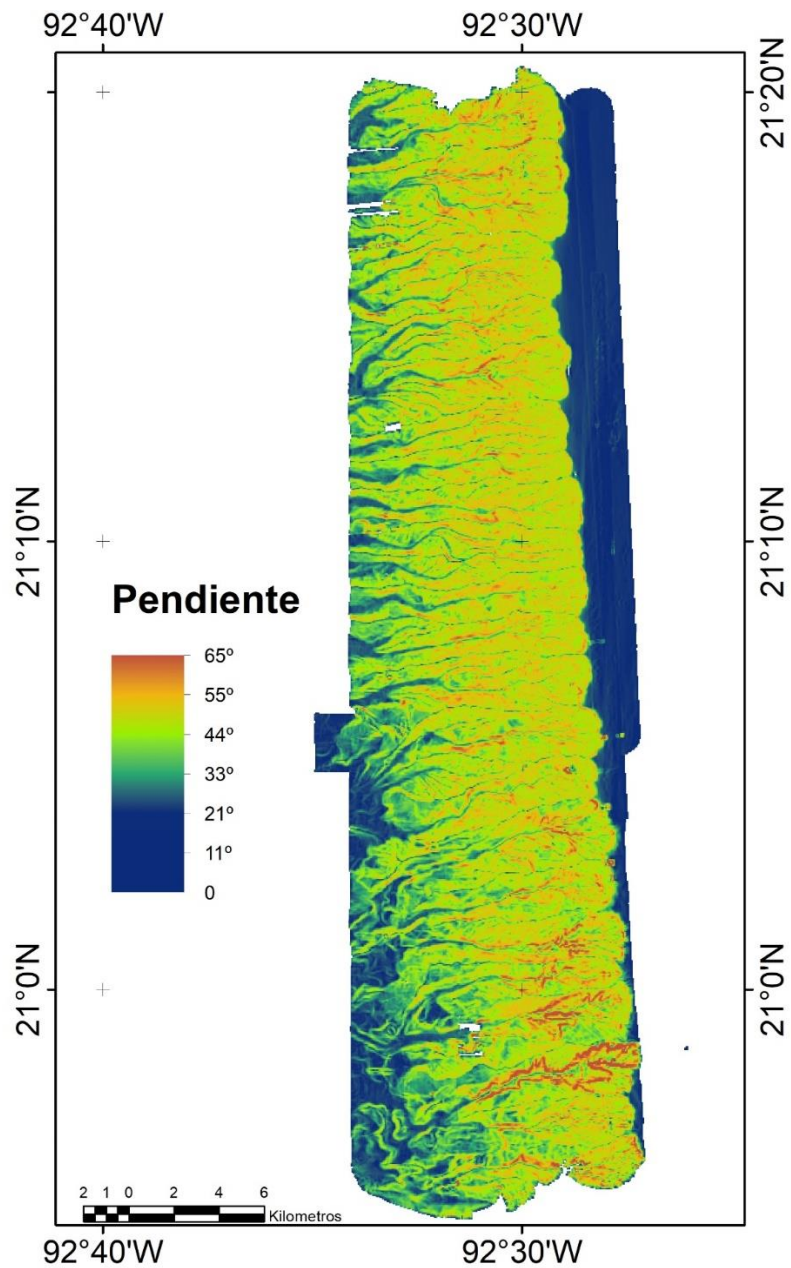


Figura 34. Pendientes del relieve marino calculadas para el sector analizado la campaña Chicxulub III.

En el modelo batimétrico realizado a partir de los datos de la campaña Chicxulub III (Fig. 33) se observa el relieve del fondo marino en la parte central de la zona de estudio. Las profundidades en este modelo varían entre los ~300m en las zonas más someras y los ~2400m en las zonas más profundas. En él se observa la continuación de la serie de cañones presente en el extremo norte de la zona de estudio. El mapa de pendientes de esta zona (Fig. 30), podemos observar que estas varían entre 0° y 65°, al igual que en el extremo superior, se observan los ángulos más pequeños en las partes superior e inferior del talud y la mayor variabilidad de ángulos sobre la pared del talud.

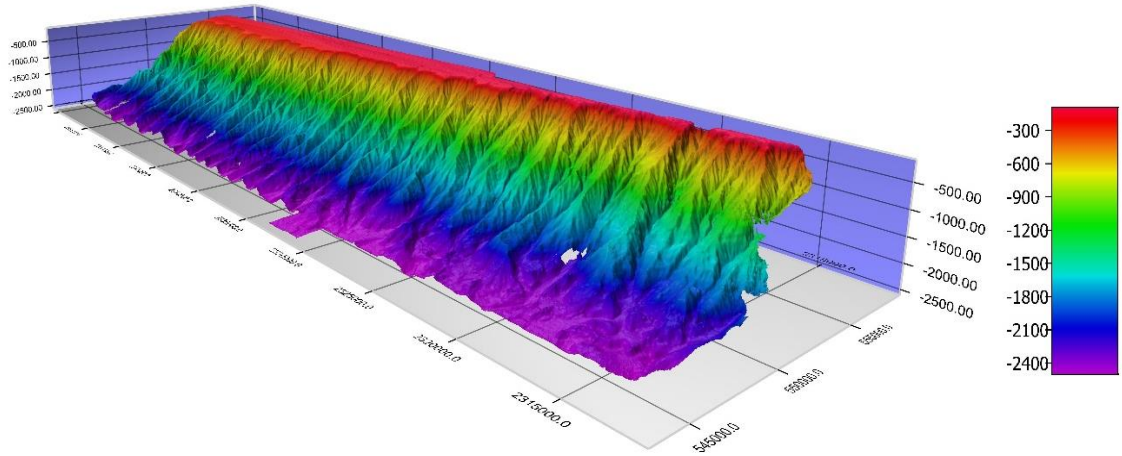


Figura 35. Vista tridimensional hacia el NE de la campaña Chicxulub III.

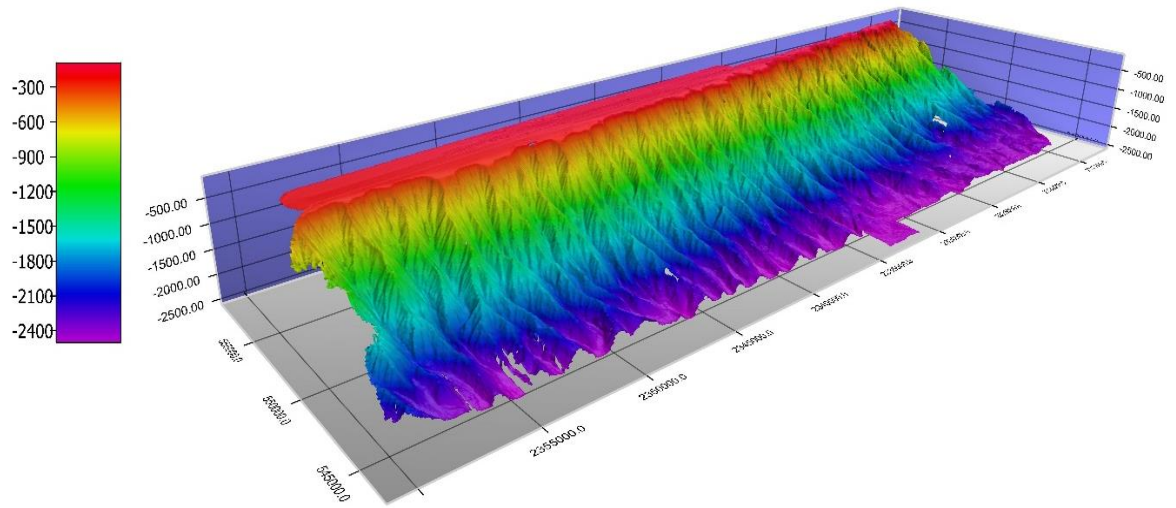


Figura 36. Vista tridimensional hacia el SE de la campaña Chicxulub III.

Chicxulub IV

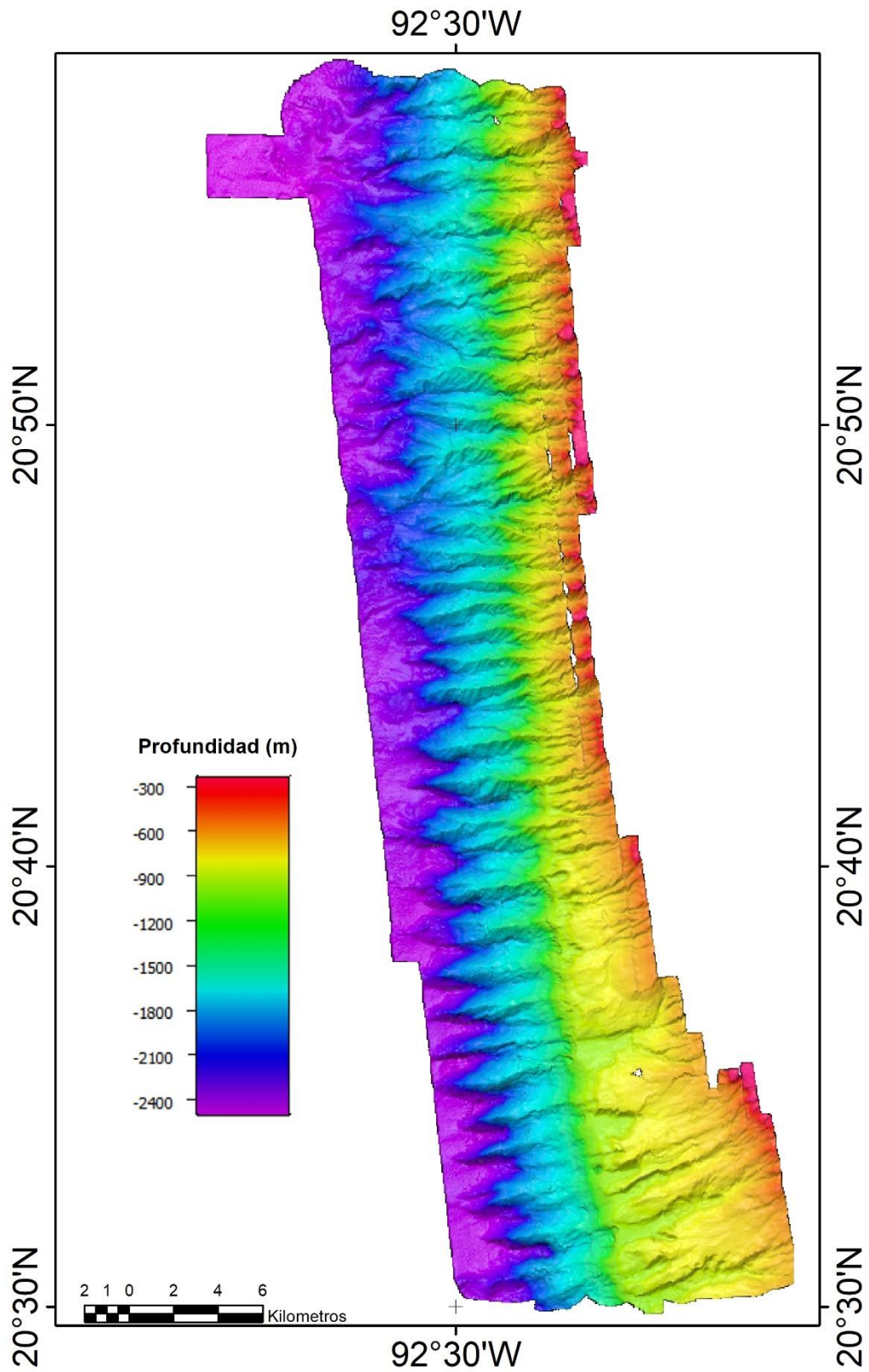


Figura 37. Modelo digital batimétrico del sector analizado en la campaña Chicxulub IV..

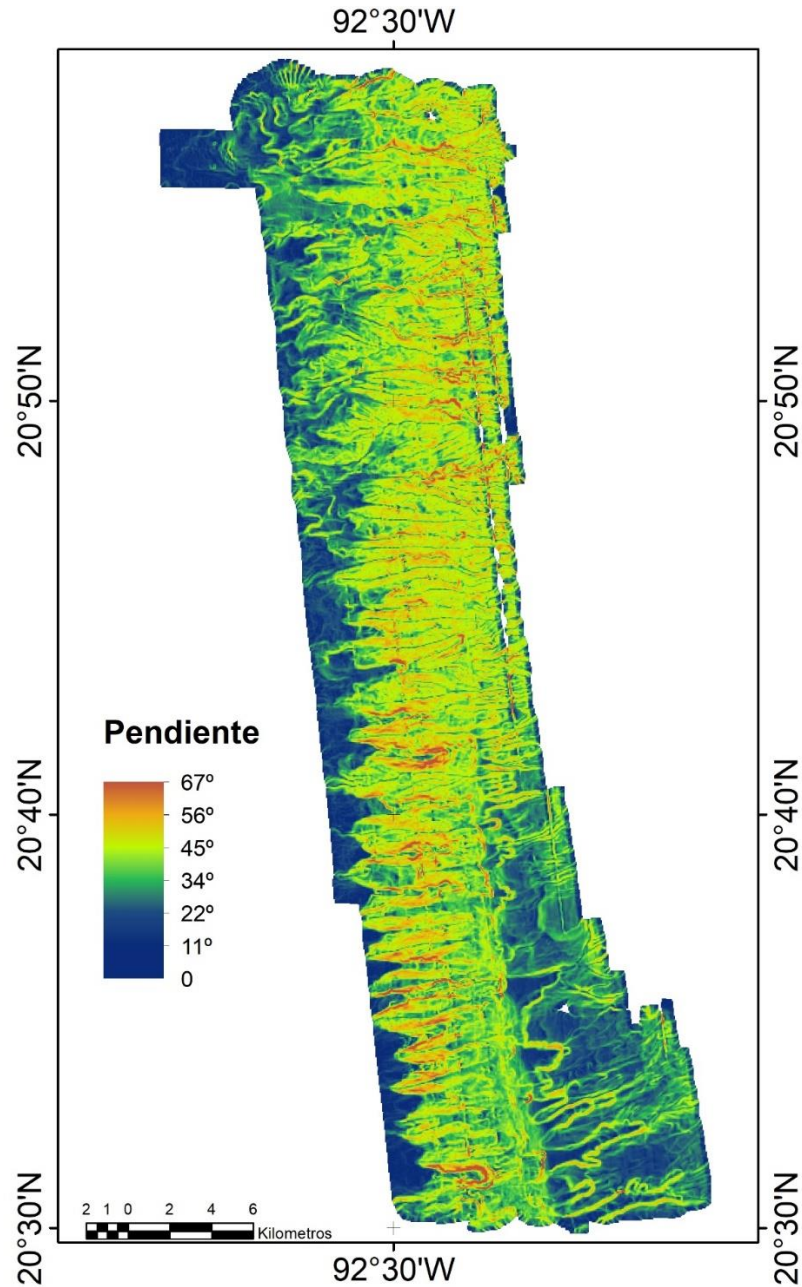


Figura 38. Pendientes del relieve marino calculadas para el sector analizado de la campaña Chicxulub IV.

En el modelo batimétrico realizado a partir de los datos de la campaña Chicxulub IV (Fig. 37) se observa el relieve del fondo marino en el extremo sur de la zona de estudio. Las profundidades en este modelo varían entre los ~300m en las zonas más someras y los ~2400m en las zonas más profundas. En él, el patrón rítmico de los cañones observado en los dos modelos anteriores se mantiene, sin embargo, la profundidad de los cañones es menor. También se observan cambios en el mapa de pendientes (Fig. 38), las pendientes varían entre 0° y 67°, pero a diferencia de los dos modelos anteriores no se observa con tanta claridad que los ángulos más abruptos estén presentes solo en las paredes del talud, sino que se observan también en la parte superior del mismo.

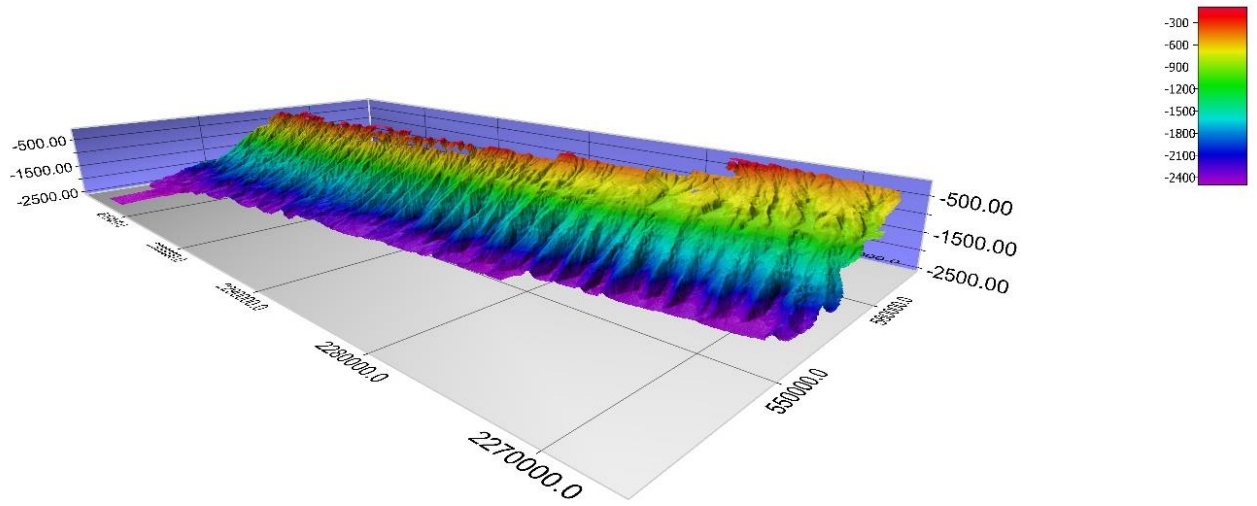


Figura 39. Vista tridimensional hacia el NE de la campaña Chicxulub IV.

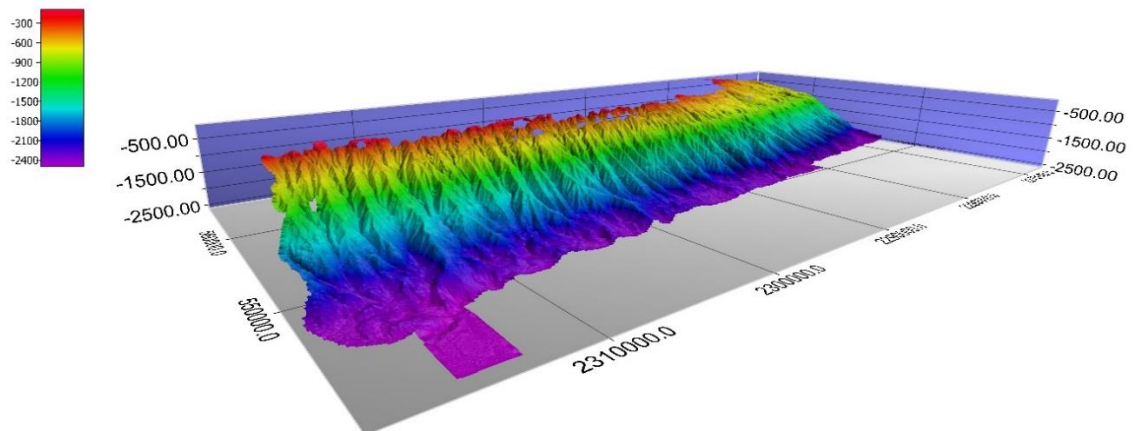


Figura 40. Vista tridimensional hacia el SE de la campaña Chicxulub IV.

Se generaron tres tipos de resultados a partir del procesamiento: 1) modelos digitales batimétricos iluminados angularmente, 2) mapas de pendientes representadas en grados y, 3) perfiles paralelos y transversales al Escarpe.

La realización del mapa a detalle de las características geomorfológicas ha sido posible gracias a la alta resolución de los modelos digitales batimétricos, este matiz de alta resolución es dado a los resultados a partir de la comparación de los mismos con la batimetría existente obtenida a partir de los modelos de altimetría satelital (*Fig. 41*).

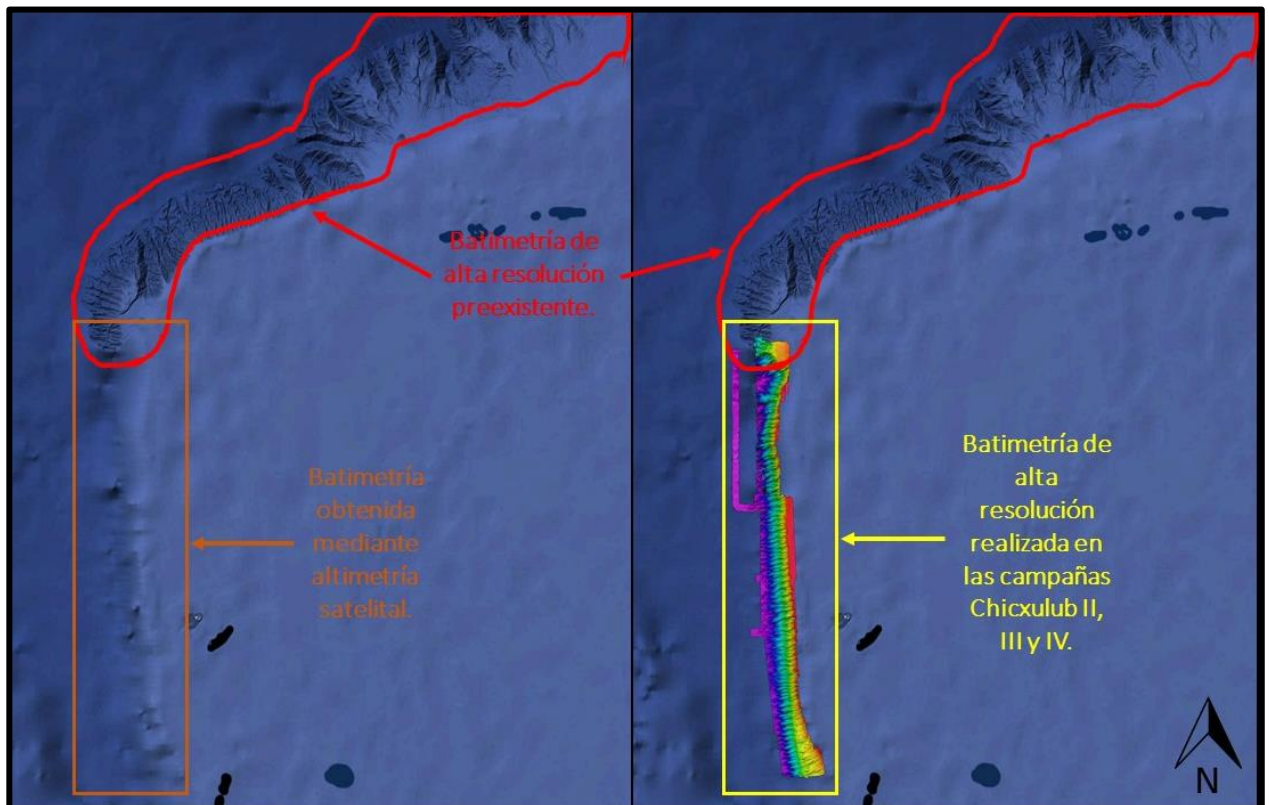


Figura 41. Comparación de la batimetría a partir de altimetría satelital preexistente al estudio y la batimetría de alta resolución obtenida en este trabajo.

Arquitectura

Sistema de cañones

Los rasgos más característicos observados en la sección suroeste del Escarpe de Campeche son los cañones submarinos que se encuentran presentes a lo largo de ~120 km del talud (*Fig. 42*). La morfología de los bordes continentales refleja directamente parte de sus procesos de formación, por ejemplo, sobre el talud continental en la zona de estudio, es probable

que las corrientes turbidíticas sean originadas por la gravedad y junto con la caída de material, formen cañones y canales submarinos dando origen a una morfología erosiva.

El ángulo promedio de la pendiente en las plataformas continentales es de $\sim 4^\circ$ (Pratson *L., et al.* 2009) y se encuentra cerca del ángulo límite en el cual las corrientes turbidíticas erosionan el fondo marino, para después depositar los sedimentos que acarrean consigo. La pendiente promedio del talud en la zona de estudio es de $\sim 14^\circ$, por lo que en caso de existir corrientes turbidíticas en la zona la erosión es muy probable.

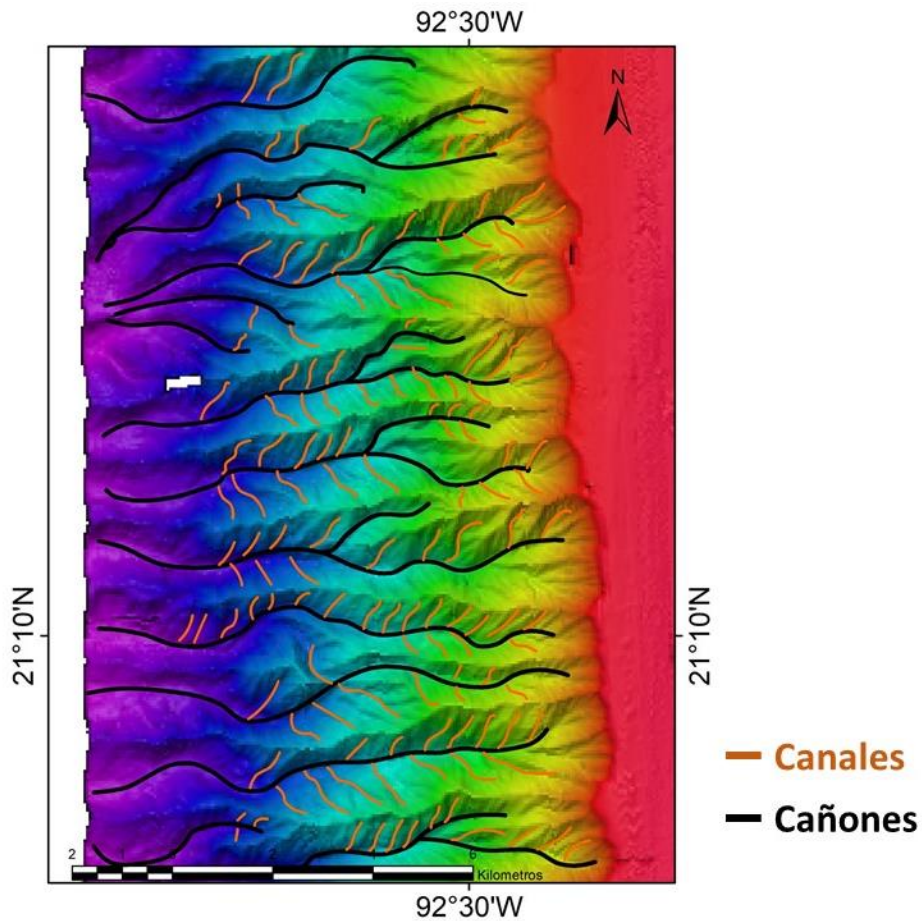


Figura 42. Relieve batimétrico de una sección de la campaña Chicxulub III donde se muestran una serie de cañones cortando el talud en una dirección NE-SW (negro), que comienzan aproximadamente en los 400 m y terminan en los 2500 m de profundidad y presentan una apariencia suavizada. En naranja son presentadas los rasgos morfológicos catalogados como canales, estos muestran una orientación similar con respecto a los ejes de los cañones.

También se observa en casi todas las paredes de los cañones rasgos morfológicos que fueron identificados como canales, estos son formaciones creadas por la erosión en las paredes de los cañones, se presentan de manera constante en sus paredes y muestran una misma orientación con respecto a los ejes de los cañones, se presentan en ángulos agudos cerrando hacia la cabecera de los cañones y son relativamente paralelos entre sí. Estas formaciones representan un aporte de sedimento a los cañones provenientes de las paredes de los mismos y están relacionados con la dirección cuesta debajo de los cañones (Fig. 42).

La denominación de cañones submarinos se hizo con base en la descripción presentadas por Amblas (*Amblas, A., et al., 2018*), es decir, estructuras profundas observadas a lo largo de la mayoría de los límites continentales que conectan la zona costera y zonas de aguas someras con las profundidades abisales.

A lo largo de la sección suroeste del Escarpe de Campeche fue posible reconocer 85 cañones submarinos cortando el talud con una orientación NE-SW. Sus cabeceras se encuentran a ~300 m de profundidad y terminan en la planicie abisal, donde comienza la provincia fisiográfica del Cañón de Campeche (*Bryant et al., 1991*).

Los ejes de los cañones tienen en su mayoría cabeceras separadas y son poco sinuosas, en algunos casos los cañones se fusionan creando un solo cañón. La longitud de sus ejes principales varía entre los ~14 km y ~4 km. Las paredes de los cañones tienen una pendiente promedio que oscila entre los -40° y -10° ; sin embargo, hay paredes que llegan a presentar una pendiente de hasta 65° . El eje de los cañones de los ~400 m a los ~1,800 m de profundidad oscila entre los -30° a los -11° y entre los ~1800 m y los ~2500 m de profundidad, la pendiente de los ejes de los cañones varía entre los -10° y 0° (*Fig. 43*).

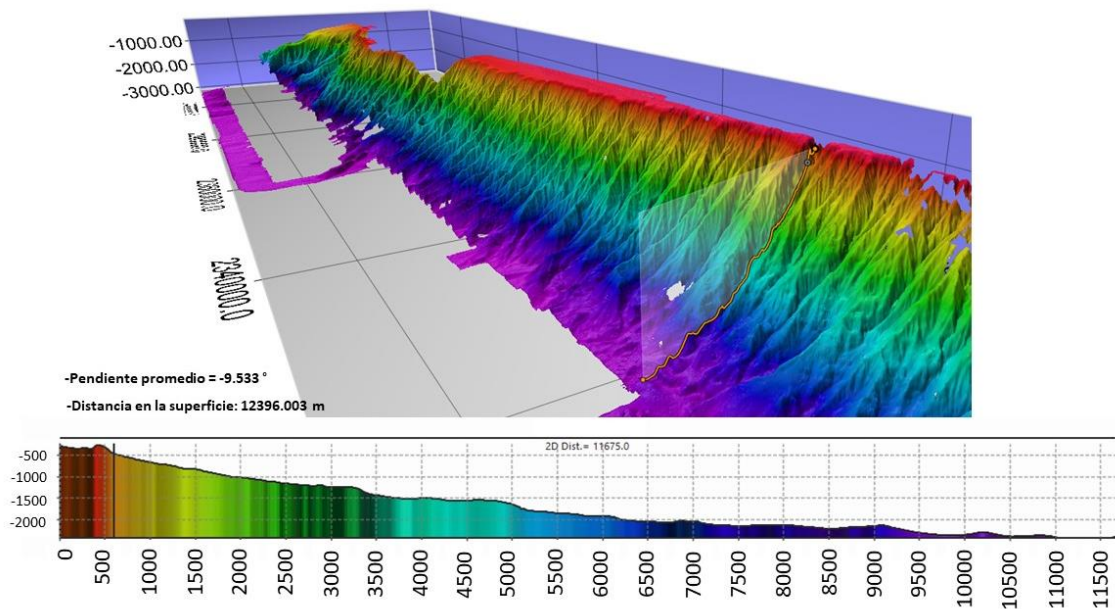


Figura 43. Ejemplo de uno de los perfiles perpendiculares realizado sobre uno de los cañones del talud.

De acuerdo con Bozzano (*Bozzano, 2017*), existe una clasificación a nivel global de los grandes cañones submarinos basados en las interpretaciones de los datos batimétricos de ETOPO1, en esta clasificación se distinguen tres tipos de cañones (*Fig. 44*): (1) aquellos cañones que inciden en la plataforma y tienen una clara conexión con un sistema fluvial; (2) aquellos que aun cuando inciden en la plataforma no pueden ser asociados con un sistema fluvial; y (3) los que se desarrollan exclusivamente en el talud, también llamados cañones ciegos, éstos evolucionan por erosión retrogradantes y pueden convertirse en su etapa madura en cañones tipo (2).

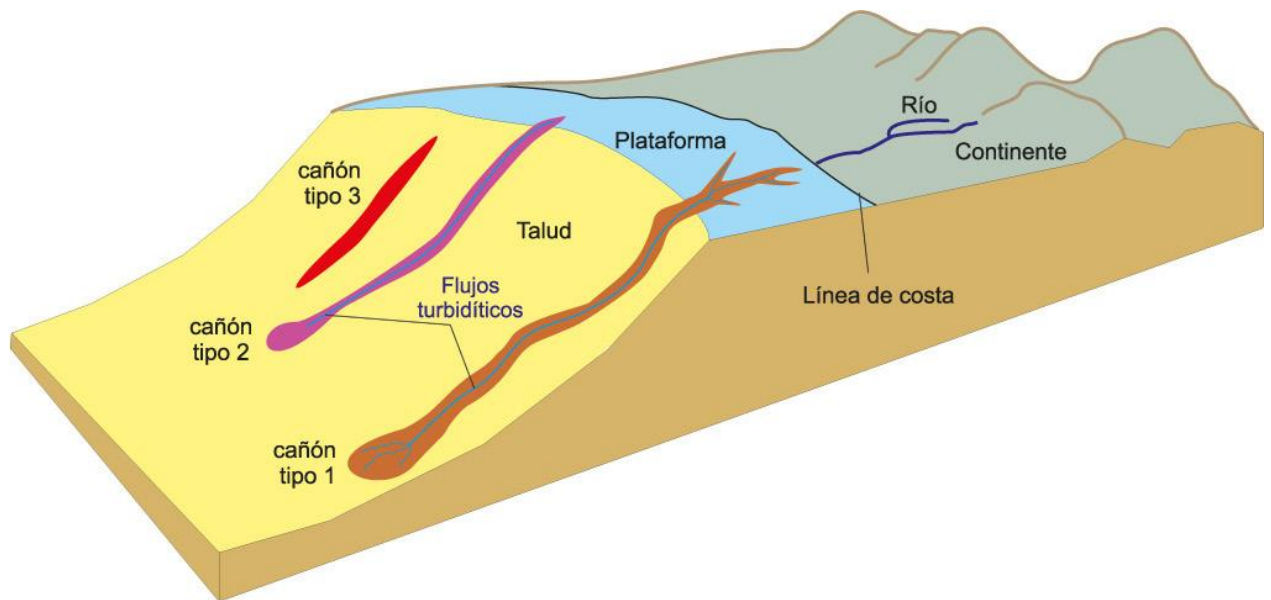


Figura 44 Clasificación de cañones según Harris y Whiteway (2011), en la que se observan los tres tipos de cañones mencionados en la clasificación global basada en las interpretaciones de datos batimétricos de ETOPO1 (Bozzano, 2017).

En la zona de estudio se distinguen en su mayoría cañones que inciden en la plataforma, pero no pueden ser conectados claramente con algún sistema fluvial proveniente del continente, en menor manera existen cañones que están desarrollados exclusivamente en el talud y son de menor tamaño, sin embargo, con el tiempo podrían evolucionar a cañones que indiquen en la plataforma, pero con un origen de erosión retrogradante.

En general, si existe una amplia disponibilidad de sedimento en la plataforma a ser transferido al talud, los cañones tienden a ser del tipo (1) o (2), es decir, que son incidentes en la plataforma continental y el volumen de sedimentos puede tener que ver con que los cañones sean ampliamente espaciados (Bozzano, 2017). Al parecer las corrientes turbidíticas y el transporte de masa son los procesos más comunes al hablar de la constitución de esta morfología.

En algunas zonas de los pequeños escarpes sobre los cañones podemos observar ángulos abruptos y de formación relativamente reciente (de $\sim 50^\circ$ a $\sim 65^\circ$) que pueden indicar reciente caída de material hacia los cañones (**Fig. 45**).

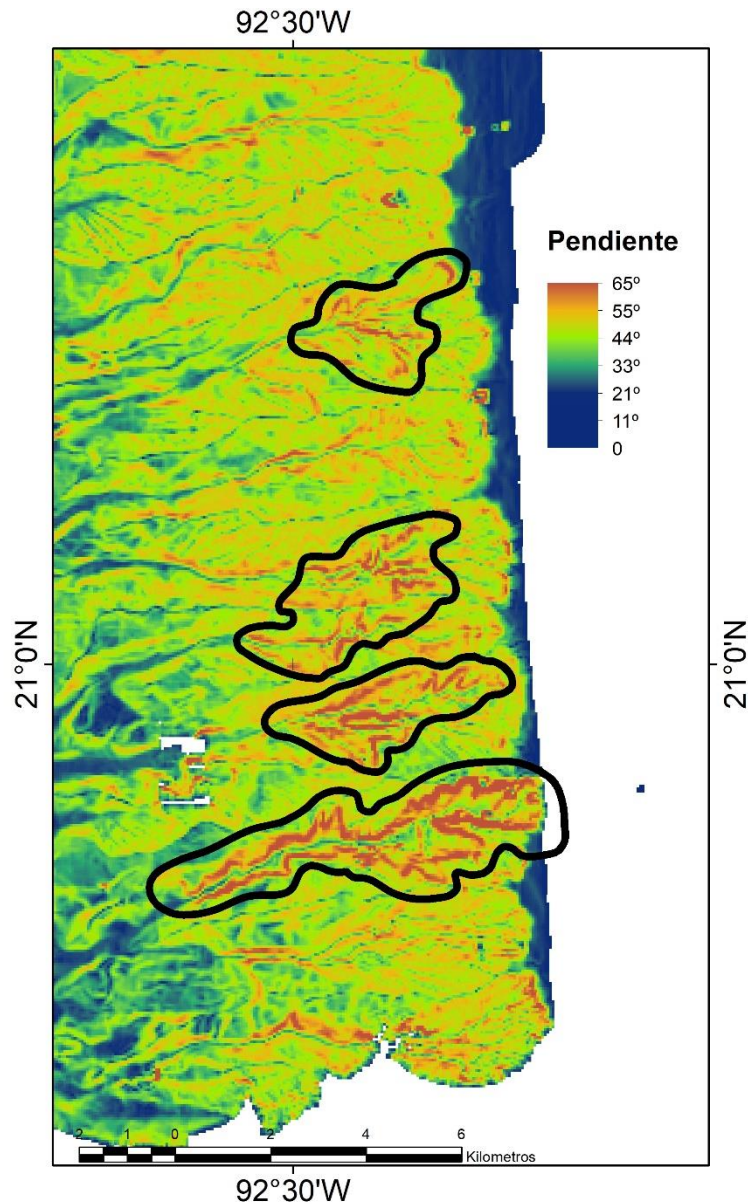


Figura 45. Zonas con ángulos abruptos (entre 50° y 65°), posiblemente relacionadas con caídas de material recientes.

Se realizó un perfil paralelo a la dirección del escarpe para mostrar algunas de las paredes de los cañones en donde los ángulos son muy pronunciados, de entre 50° y 65°. En la **Figura 46** se muestra que el escarpe se distingue por tener una estructura con un patrón rítmico. Las paredes de los cañones van desde los ~50 m hasta los ~400 m denotando esto las diferentes profundidades que los cañones inciden en la plataforma continental. La profundidad de los cañones puede estar relacionada con áreas de sedimentación y probablemente con procesos de erosión.

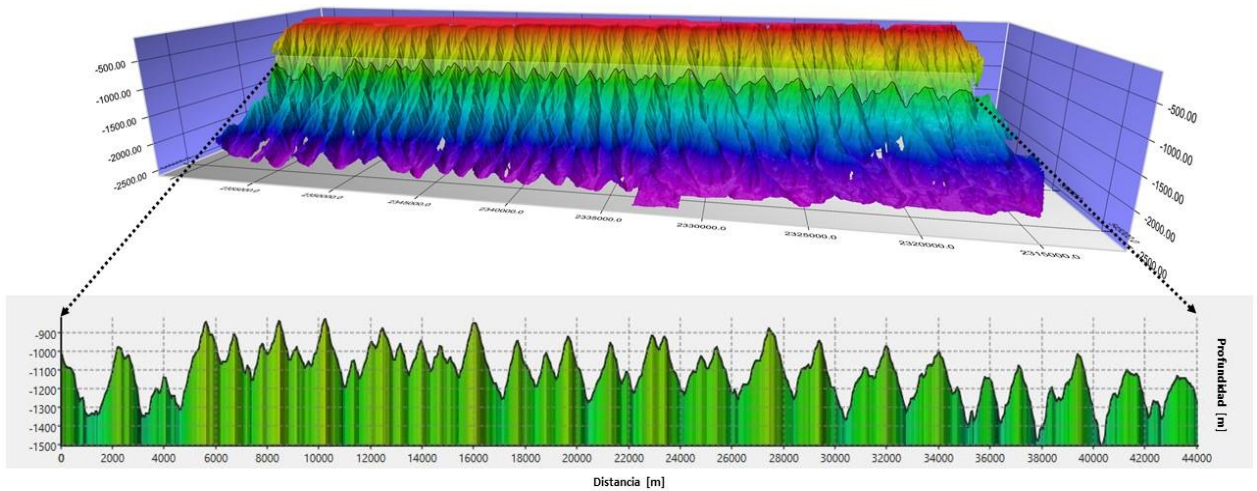


Figura 46. Perfil paralelo al talud del límite de la plataforma continental.

Zona superior de Chicxulub II (Zona X)

En la parte media del escarpe de la sección obtenida durante de la campaña Chicxulub II se observa una estructura que la parecer está relacionada con un patrón deposicional (Zona X). El arreglo de la estructura es semi-elíptica con cañones que en las paredes, su pendiente promedio es de 15° y cuenta con una longitud superficial promedio de ~7 km.

Para la sección denominada como Zona X se delimitaron 3 zonas de deposición, la sección A con un área de ~52 km², la sección B con un área de ~30km² y la sección C con un área de ~2km², aunque no son todas la zonas de deposición que encontramos a lo largo de las tres campañas es una de la zonas de deposición de mayor tamaño (Fig. 47).

En esta zona la parte superior de los canales son angulosas y presentan pendientes entre 55° y 65°, probablemente relacionadas con el inicio del talud o con caída de material en esas zonas (Fig. 48).

La presencia de los cañones en las paredes del talud presenta rasgos de caída de material y depósitos de material en la parte baja. Al respecto, Farre y sus colaboradores (1983), propusieron que si la parte superior de los cañones están separados del límite de la plataforma continental, es probable que su origen no esté relacionado con agentes como el movimiento de arenas o corrientes turbidíticas, sino con caídas de material.

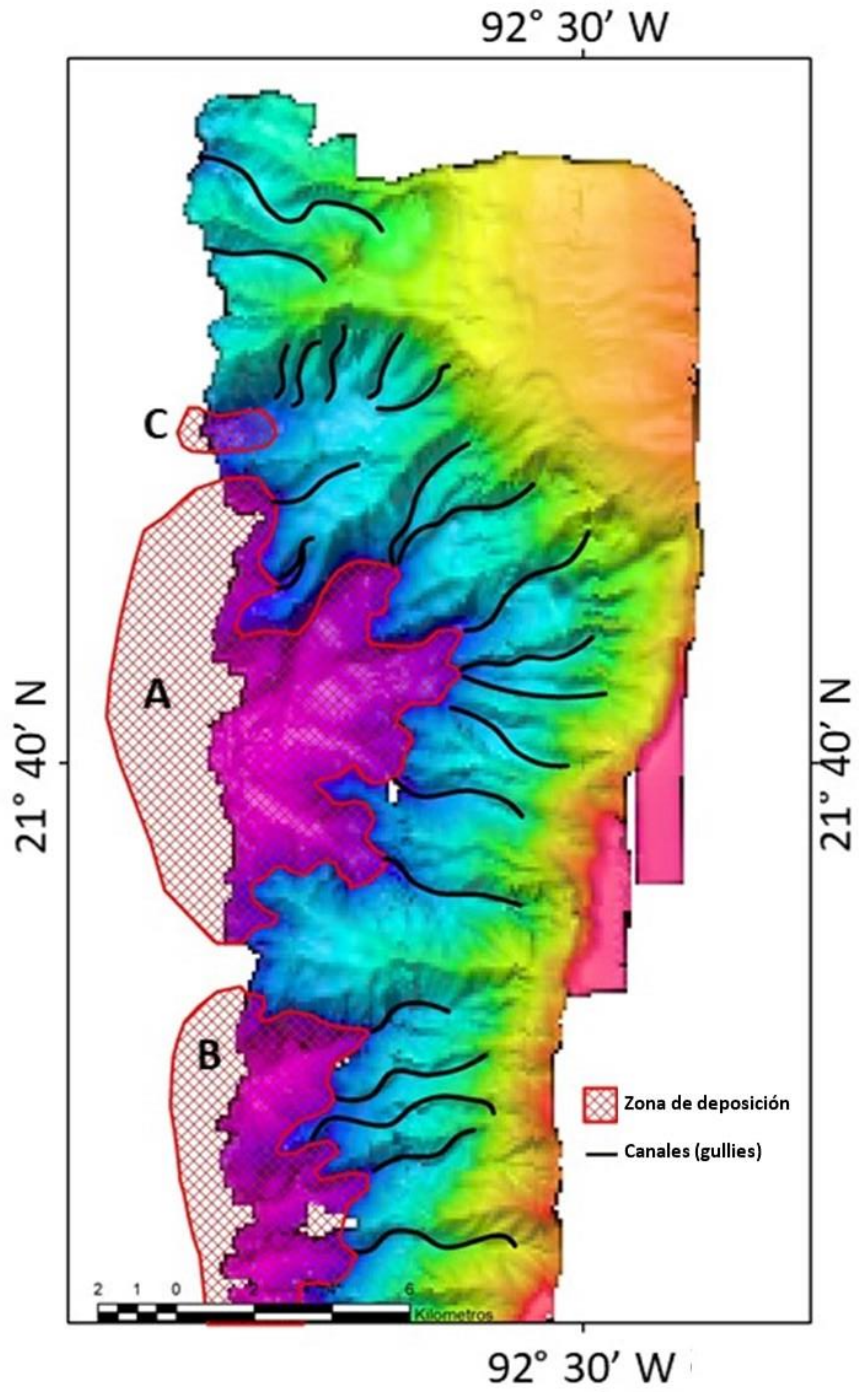


Figura 47. Zona A del Escarpe de Campeche (Campaña Chicxulub II). Se muestran algunas de las zonas de deposición en el estudio demarcadas como sección A, B y C. Además, en negro se muestran las canales (gullies) en las paredes del talud.

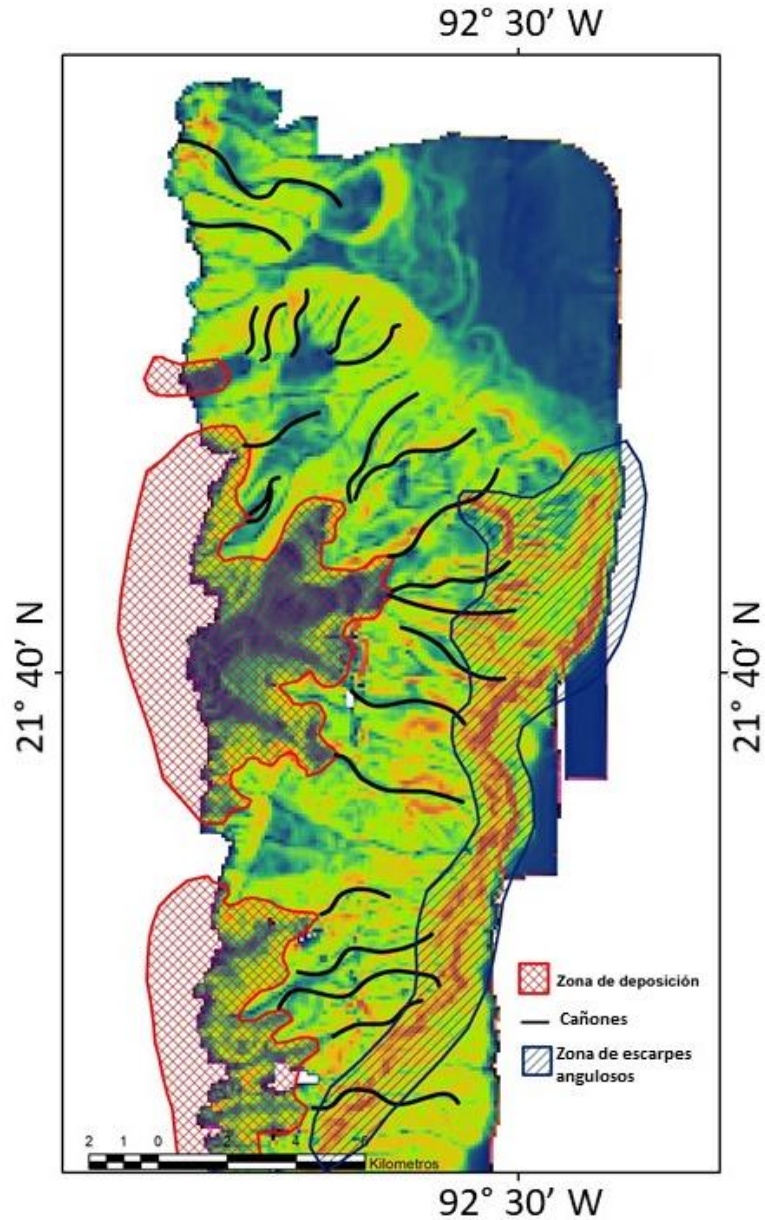


Figura 48. Se superpusieron las estructuras de deposición descritas anteriormente y los canales submarinos en el mapa de pendientes. Se demarca en azul oscuro la zona donde se presentan escarpes angulosos.

En el extremo norte de la zona X se realizó un cambio a la paleta de colores para resaltar parte de la morfología que no se logra apreciar con la paleta utilizada en todo el estudio (*Fig. 49*), con este cambio se logró resaltar una estructura que parece ser la continuación de uno de los cañones más grandes, para rectificar esta continuación sería necesario completar el mapeo con batimetría multihaz en esta zona.

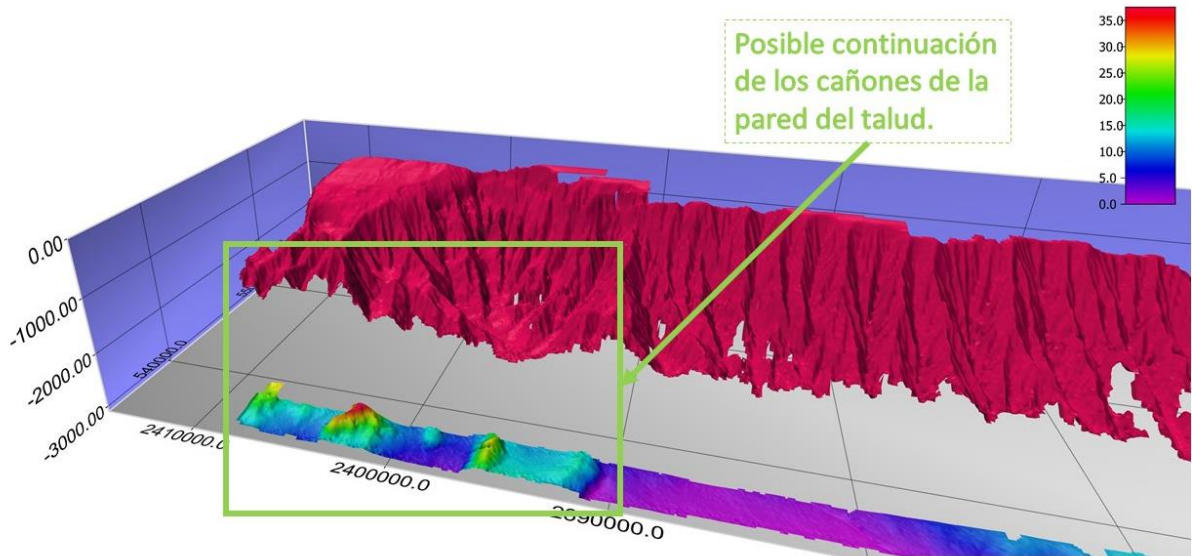


Figura 49. Estructura de la Zona X, en donde se observa la posible continuación de algunos de los cañones, haciendo un cambio en la paleta de colores.

Zona inferior de Chicxulub IV (Zona Y)

El extremo sur de la región de estudio (campaña Chicxulub IV) o Zona Y (*Fig. 50*) presenta variaciones en la morfología con respecto a las zonas del talud descritas anteriormente. La pendiente promedio del talud en esta zona es menor a la pendiente en la zona de cañones con un valor de 9°. En esta zona los cañones no están tan demarcados como en las otras zonas del área de estudio y el quiebre de la plataforma continental no es tan claro en la Zona Y. Al igual que en la Zona X se observa un patrón muy regular en la arquitectura.

Es posible que el cambio en los patrones de erosión sea debido al cambio en las corrientes turbidíticas o a los tipos de materiales que se encuentran en el fondo marino. También es posible que esta zona el proceso de desarrollo de los cañones esté en una etapa más joven que en la zona de cañones. Otra posibilidad, aunque no existe evidencia en esta zona, es que este cambio en la morfología sea debido a un derrumbe hacia el Cañón de Campeche que haya ocasionado este cambio en la erosión en el escarpe.

Se propone que la formación de estas características morfológicas en la pared del talud continental en la zona suroeste del Escarpe de Campeche son debidas en su mayoría a la acción de las corrientes turbidíticas en la zona, sin embargo, no podemos dejar de tener en cuenta que el origen de estas características puede deberse a otros procesos, tales como, movimientos de masa de sedimentos, caída de bloques, corrientes y hasta procesos erosivos biológicos que fueron importantes en los cambios morfológicos en la pendiente. Esta morfología no es el resultado de un solo proceso de erosión, sino la composición de varios procesos actuando por un largo tiempo.

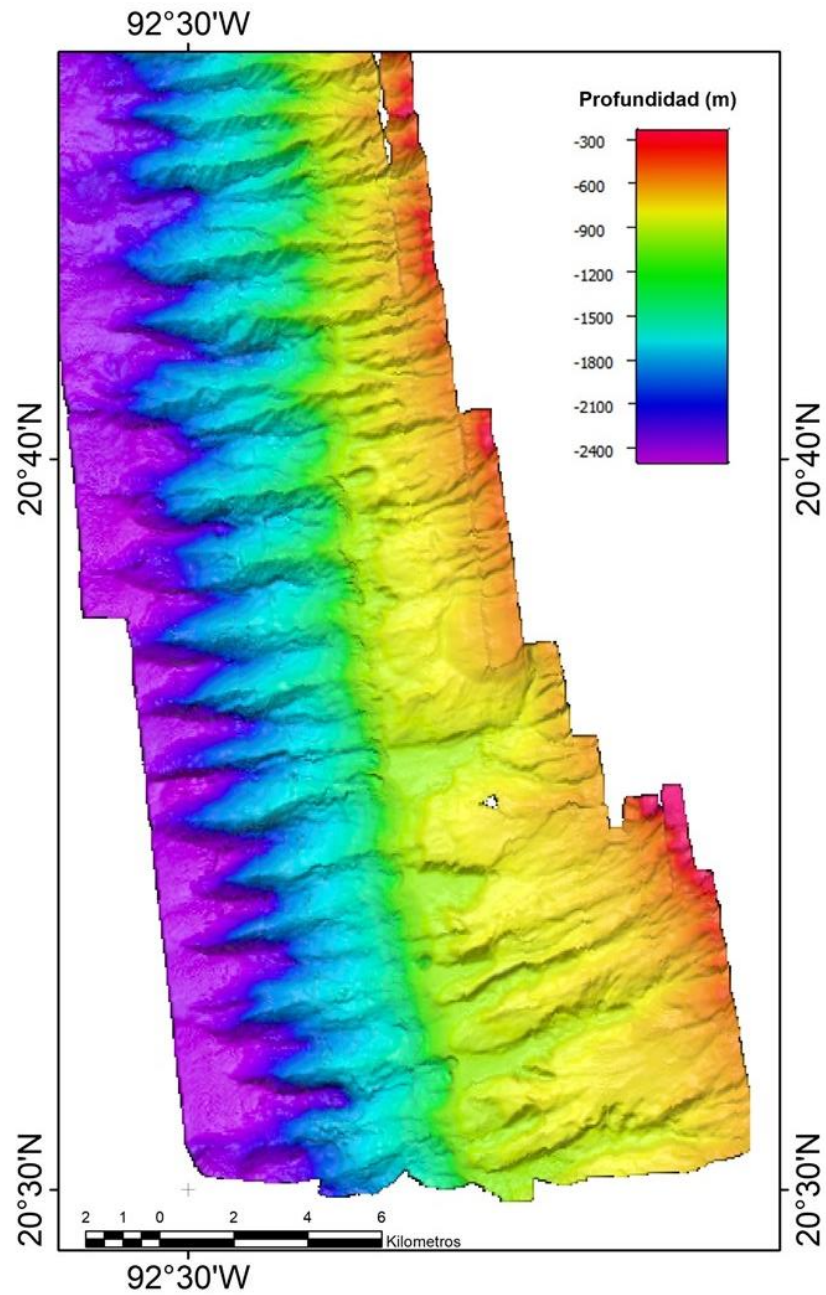


Figura 50. Zona Y, en ella podemos observar un cambio en la pendiente promedio del talud y observamos un desarrollo diferente en la erosión.

VII. Conclusiones y recomendaciones

La interpretación realizada a partir del análisis de los modelos digitales batimétricos, los perfiles realizados sobre la pared del talud y los mapas de pendientes, hicieron posible conocer ciertas características morfológicas en la zona suroeste del Escarpe de Campeche, que forma parte del talud continental. A la luz del este análisis se concluyó que:

1. La pendiente presente en la zona estudiada del Escarpe de Campeche es negativa y comienza del quiebre de la plataforma continental a partir de los ~300 m hasta alcanzar los ~2500 m de profundidad.
2. Se describió un sistema de 85 cañones que se encuentran presentes a lo largo de ~120 km del talud con una pendiente promedio de -14° cortando el cañón en dirección NE-SW. La longitud de los ejes principales de los cañones varía entre los ~4 km y ~14 km.
3. La pendiente en las paredes de los cañones fluctúa entre los -40° y -10° , sin embargo, hay zonas que llegan a presentar ángulos desde los -50° hasta los -65° de pendiente, estos son considerados como ángulos frescos y abruptos, probablemente relacionados con derrumbes en el talud.
4. La profundidad de los cañones oscila entre los ~50 m y ~400 m, denotando un cambio ya sea en los procesos de erosión o entre el material en el fondo marino en los diferentes cañones.
5. En el extremo norte de la zona de estudio se definió la llamada Zona X. En esta zona se presenta un rasgo morfológico con forma semi-elíptica con una superficie cubierta por cañones, la pendiente promedio de esta estructura es de 15° y tiene una longitud superficial de ~7 km. En esta zona fueron delimitadas tres posibles zona de deposición de material, las zonas A, B y C, con $\sim 52 \text{ km}^2$, $\sim 30 \text{ km}^2$ y 2 km^2 de superficie respectivamente. También en esta zona se delimitó un área donde se presentan ángulos abruptos, probablemente relacionados con el inicio del talud o con la caída de material en esas zonas.
6. En el extremo sur de la zona de estudio se definió otra zona denominada Zona Y. En ella, la pendiente promedio del talud es la menos abrupta con respecto a las otras zonas de estudio, la pendiente es de -9° . El quiebre de la plataforma continental no es tan claro como en las otras zonas del área de estudio, es posible que el desarrollo de los cañones en esta zona esté en una etapa más joven del proceso de formación, o bien, sea debida a un derrumbe.
7. La morfología presente a lo largo del talud en la zona de estudio, está relacionada a la acción de la combinación de distintos procesos de erosión simultáneos o en diferentes momentos temporales, como derrumbes de material, caída de bloques o hasta eventos como el impacto meteorítico de Chicxulub, pero la morfología sugiere que el proceso dominante es la erosión debida a las corrientes turbidíticas en la zona.
8. Esta zona del Escarpe de Campeche representa una gran fuente de material transportado de la plataforma continental hacia el Cañón de Campeche.

9. El patrón regular que se observa podría ser resultado de los procesos tectónicos del levantamiento de la península o cambios del nivel del mar.

El tener conclusiones sobre la morfología en alta resolución de esta zona del Golfo de México abre una puerta a la realización de más procesos exploratorios en el área, ya sea para reforzar o corregir las conclusiones expuestas sobre esta área. Estudios tales como reflexión sísmica nos permitiría conocer la estratigrafía bajo la superficie del talud o en los límites de la plataforma continental, lo que nos permitiría correlacionar la información morfológica con procesos ocurridos en el Escarpe en otros momentos de la historia; el tener la información de backscattering, nos permitiría conocer los cambios en la naturaleza del material superficial en el fondo marino, pudiendo relacionar esto con los procesos de erosión sugeridos; el tener núcleos perforados en esta zona nos daría información estratigráfica, mineralógica y paleobiológica clave para entender diferentes procesos ocurridos en esta zona del talud; el correlacionar la información morfológica obtenida con modelos de corrientes turbidíticas en el área nos permitiría confirmar o descartar los procesos de erosión sugeridos en este trabajo.

Hay mucha información por obtener y correlacionar en esta interesante zona del Golfo de México, incluso, el continuar con el mapeo del fondo marino de las zonas contiguas al área de estudio, sería un aporte clave a la continuación de la interpretación global de esta magnífica zona.

VIII. Referencias y Bibliografía

Amblas, A., Ceramicola, S., Gerber, T.P., Canals, M., Chiocci F.L., Dowdeswell, J.A., Harris, P.T., Huvenne, V.A.I., Lai, S.Y.J., Lastras, G., Lo Iacono, C., Micallef, A., Mountjov, J.J., Paull, C.K., Puig, P. y Sánchez-Vidal, A., (2018). *Submarine Canyons and Gullies*. En: Micallef, A., Krastel, S. y Savini, A. (eds.), *Submarine Geomorphology*. Springer Geology, p. 251-272.

Álvarez, L., Álvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., (1980). *Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction*. *Science* 208, p. 1095-1108.

Bralower, T.J., Paull, C.K., Leckie, M.R., 1998. *The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows*. *Geology* 26 (4), p. 331–334.

Bryant, W.R., Lugo, C., Córdova, C., Salvador, A., (1991). *Gulf of Mexico Basin: Physiography and Bathymetry*. En: Salvador, A. (ed). *The Geology of North America, Vol. J: The Gulf of Mexico Basin*. Geological Society of America, p. 13-30.

Chaytor J.D., Geist E.L., Fritz H.M., Rabinovich A.B., Tanioka Y., (2016). *Source Characterization and Tsunami Modeling of Submarine Landslides Along the Yucatán Shelf/Campeche Escarpment, Southern Gulf of Mexico*. *Pure and Applied Geophysics* (173), Springer International Publishing, p. 4101–4116.

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

COMET® MetEd, (2015). *Introducción a la hidrografía, programas de la comunidad de UCAR*. University Corporation for Atmospheric Research en colaboración con la NOAA.

Covey, C., Thompson, S. L., Weissman, P. R., and MacCracken, M. C., (1994). *Global climatic effects of atmospheric dust from an asteroid or comet impact on Earth*. *Global Planetary Change*, Volume 9, p. 263–273.

Denne, R.A., Scott, E.D., Eickhoff, D.P., Kaiser, J.S., Hill, R.J., Spaw, J.M., (2013). *Massive Cretaceous–Paleogene boundary deposit, deep-water Gulf of Mexico: New evidence for widespread Chicxulub-induced slope failure*. *Geology* 41, p. 983–986.

Eakins, B. W., and Sharman, G. F., (2010). *Volumes of the World's Oceans from ETOPO1*. Boulder, CO: NOAA National Geophysical Data Center.

Escobar-Briones, E., Estrada-Santillán, E. L., Legendre, P., (2008). *Macrofaunal density and biomass in the Campeche Canyon, Southwestern Gulf of Mexico*. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, Volume 55, p. 2679-2685.

Farre, J. A., McGregor, B. A., Ryan, W.B.F., y Robb, J. M., (1983). *Breaching the shelf-break: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution*. En: Stanley, D. J., y Moore, G. T., (eds.), *The shelf-break: Critical interface on continental margins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 33, p. 25-39.

Galloway, W., Whiteaker, T., Ganey-Curry, P., (2011). *History of Cenozoic North American drainage basin evolution, sediment yield, and accumulation in the Gulf of Mexico basin*. Geosphere 7 (4), p. 938–973.

Grajales-Nishimura, J.M., Cedillo-Pardo, E., Rosales-Domínguez, M.C., Moran-Centeno, D.J., Álvarez, W., Claeys, P., Ruiz-Morales, J., García-Hernández, J., Padilla-Ávila, P., Sanchez-Rios, A., (2000). *Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields*. Geology 28, p. 307–310.

Gulick, S.P.S., Barton, P., Christeson, G.L., Morgan, J.V., McDonald, M., Mendoza-Cervantes, K., Pearson, Z.F., Surendra, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Vermeesch, P.M., Warner, M.R., (2008). *Importance of pre-impact crustal structure for the asymmetry of the Chicxulub impact crater*. Nature Geoscience 1, p. 131–135.

Hell, B., (2011). *Mapping Bathymetry. From Measurement to applications*. Department of Geological Sciences, Stockholm University, Stockholm, Sweden, p. 8.

Talib, K. H., Othman, M. Y., Saiful Aman Hj Sulaiman, Wazir, M. A. M. y Azizan, A., (2011). *Determination of speed of sound using empirical equations and SVP*. 2011 IEEE 7th International Colloquium on Signal Processing and its Applications, Penang, p. 252-256.

Ladd, J. W., Buffler, R. T., Watkins, J. S., Worzel, J. L, y Carranza, A., (1976). *Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico*, Geology, v. 4, p.365-368

Locker, S.D., Buffler, R.T., 1983. *Comparison of lower Cretaceous carbonate shelf margins, northern Campeche Escarpment and northern Florida Escarpment, Gulf of Mexico*. American Association of Petroleum Geologists. Studies in Geology 15.

Logan, B.W., Harding, J.L., Ahr, W.M., Williams, J.D. and Snead, R.G., 1969. *Introduction*. En: *Carbonate Sediments and Reefs, Yucatan Shelf, Mexico*. Memoir 11, American Association of Petroleum Geologist, Menasha, The Collegiate Press, Part 1, Chapter 1, p.7.

Lurton, X. (2002). *An introduction to underwater acoustics: principles and applications*. Springer, p. 248-302.

Mayer, L., Jakobsson, M., Allen, G., Dorschel, B., Falconer, R., Ferrini, V. et al., (2018). *The nippon foundation—GEBCO seabed 2030 project: the quest to see the world's oceans completely mapped by 2030*. Geosciences 2018, p. 8-63.

Mendoza M., Ortiz Pérez, MA, (2000). *Caracterización geomorfológica del talud y la plataforma continentales de Campeche-Yucatán, México*. Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, (43), p. 7-31.

Meyerhoff, A. A., (1967). *Future hydrocarbon provinces of Gulf of Mexico-Caribbean region*. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Volume 17, p. 217-260.

Nijmeijer, H., (2002). Control of nonlinear mechanical systems. IEEE Xplore, p. 73.

Parsons, J.D., Friedrichs, C.T., Traykovski, P.A. et al, (2007). *The mechanics of marine sediment gravity flows*. En: Nittrouer, C.A. et al (eds). Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy. International Association of Sedimentologists Special Publication 37, Blackwell Publishing, Oxford, UK, p. 275–336.

Paull, C.K., Caress, D.W., Gwiazda, R., Urrutia-Fucugauchi, J., Rebolledo-Vieyra, M., Lundsten, E., Anderson, K. and Sumner, E.J. (2014). *Cretaceous–Paleogene boundary exposed: Campeche Escarpment, Gulf of Mexico*. Marine Geology, (357), p. 392-400.

Piper, D.J.W. y Normark, W.R., (2009). *Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective*. Journal of Sedimentary Research, Volume 79, p. 347–362.

Pratson, L., Nittrouer, C., Wiberg, P., Steckler, M., Swenson, J., Cacchione, D., Karson, J., Murray, A. B., Wolinsky, M., Gerber, T., Mullenbach, B., Spinelli, G., Fulthorpe, C., o'grady, D., Parker, G., Driscoll, N., Burger, R., Paola, C., Orange, D., y Fedele, J., (2009). *Seascape Evolution on Clastic Continental Shelves and Slopes*. En: Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy. Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski J.P. y Wiberg, P.L. (eds.). Special Publication Number 37 of the International Association Of Sedimentologists, Blackwell Publishing, p. 339-380.

Salvador, A., (1991). Gulf of Mexico Basin: Introduction. En: Salvador, A. (ed). The Geology of North America, Vol. J: The Gulf of Mexico Basin. Geological Society of America, p. 1-12.

Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., (1997). *Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings*. Science 277, p. 1956-1962.

Stephan et al. (1990). *Paleodynamic maps of the Caribbean*. Bulletin Soc. Geol. France, Paris, p. 6.

Stramma, L. & England, M.H., (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. C9, p. 20863-20883.

Talley, L., (1996). *Antartic intermediate water in the South Atlantic*. The South Atlantic, Springer, p. 219-238.

Talley, L., Pickard, G., Emery, W., y Swift, J., (2011). Chapter 12 – Arctic Ocean and Nordic Seas. En: Talley, L., Pickard, G., Emery, W., y Swift, J. (eds). *Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition)*. Academic Press, p. 401-436.

Twichell D. C., Gardner, J. E., Field M. E., (1996). *Geology of the United States seafloor: The view from GLORIA, Morphology of carbonate escarpments as an indicator of erosional processes: Chapter 6*. Cambridge University Press, p. 97-108.

Twichell, D.C., Chaytor, J.D., ten Brink, U.S., Buczkowski, B., (2009). *Morphology of late Quaternary submarine landslides along the U.S. Atlantic continental margin*. *Marine Geology* 264, p. 4-15.

Wöfl, A.C., Snaith, H., Amirebrahimi, S., W. Devey, C., Dorschel, B., Ferrini, V., Huvenne, V., Jakobsson, M., Jencks, J., Johnston, G., Lamarche, G., Mayer, L., Millar, D., Haga Pedersen, T., Picard, K., Reitz, A., Schmitt, T., Visbeck, M., Weatherall, P., Wigley, R., (2019). *Seafloor Mapping – The Challenge of a Truly Global Ocean Bathymetry*. *Frontiers in Marine Science* 6:283, p. 1.

Worzel, J.L., Bryant,W., et al., (1973). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project vol. 10.*, U.S. Government Printing Office, Washington DC, p. 747.

Worzel, J. L., Bryant, W., Beall, A. O., Jr., Capo, R. R., Dickinson, K., Foreman, H. P., Smith, L. A. (1970). *Deep Sea Drilling Project; Leg 10*. American Geological Institute, Alexandria, VA, United States, p.732-733.