



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Anomalías magnéticas asociadas a la zona de
transición litosférica en las provincias de
Salina de Bravo y del Cinturón Plegado
Perdido, Bloque Perdido 2B**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Jesrel Alvarez Becerra

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Carlos Ángel Quintil Mortera Gutiérrez



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025



**PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y
HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL
(Titulación con trabajo escrito)**



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado ANOMALIAS MAGNETICAS ASOCIADAS A LA ZONA DE TRANSICION LITOSFERICA EN LAS PROVINCIAS DE SALINA DE BRAVO Y DEL CINTURON PLEGADO PERDIDO, BLOQUE PERDIDO 2B que presenté para obtener el título de INGENIERO GEOFÍSICO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

JESREL ALVAREZ BECERRA
Número de cuenta: 314230939

DEDICATORIA

A mis padres, por todo su apoyo y cariño.

A mis hermanos, por su paciencia.

A mis amigos, por hacer más ameno este proceso.

AGRADECIMIENTOS

A la UNAM y a la Facultad de Ingeniería, por proporcionarme una formación profesional de calidad y por contribuir a mi crecimiento tanto personal como profesional. Al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML) y al Instituto de Geofísica (IGEF), por brindarme un espacio de trabajo para realizar esta tesis.

Al Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO), por proporcionarme los datos magnéticos del bloque Perdido 2B de la campaña Perdido 2, por introducirme y capacitarme en la exploración usando métodos de geofísica marina. Agradezco también por darme la oportunidad de realizar el Servicio Social en el LUCO y a la vez por haberme provisto con la infraestructura necesaria para llevar a cabo esta investigación con el uso de software para el procesamiento de los datos magnéticos. Aprovecho para agradecer al Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGOM) a través del proyecto CONACYT 201441 del Fondo Sectorial de Hidrocarburos en SENER y a la Coordinación de Plataformas Oceanográficas de la CIC-UNAM por el apoyo dado para realizar la campaña oceanográfica Perdido 2 a bordo del BO Justo Sierra.

Al Dr. Carlos Mortera, por confiar en mí, aceptarme como uno de sus estudiantes en el LUCO y por todas sus enseñanzas durante mi estancia en el laboratorio. A la Ing. Carmen Millán Motolinia por proporcionarme herramientas, habilidades y consejos valiosos para ser un mejor profesional en la geofísica marina. Al M. en C. Diego Aguilar Anaya, por su amistad y todos los consejos que me ayudaron a superar los obstáculos durante el procesamiento de los datos. Al Ing. Francisco Ponce Núñez, por ampliar mi visión y conocimiento a bordo del BO Justo Sierra. Al profesor Julián Zapotitla Román, por sus consejos y enseñanzas que me ayudaron a comprender mejor como reducir la huella del levantamiento, y por ayudarme a programar el filtro direccional.

RESUMEN

El estudio se centra en las provincias fisiográficas marinas de Salina de Bravo y del Cinturón Plegado Perdido, en el margen occidental del Golfo de México, dominadas por la tectónica salina que plegó y deformó la cobertura sedimentaria depositada desde el Triásico Tardío (230 m.a). Esta cobertura dificulta la interpretación detallada de la zona donde la litosfera es transicional, es decir, el límite entre la corteza oceánica y continental (COB), a partir de datos de gravedad y magnetismo satelitales. El objetivo principal fue interpretar el COB a menor escala mediante anomalías magnéticas marinas obtenidas durante la campaña oceanográfica Perdido 2 (2016).

Para ello se procesaron 25 perfiles de magnetometría marina correspondientes al bloque B de la campaña Perdido 2 (P2B). El procesamiento incluyó: 1) reducción por IGRF para remover el efecto del campo geomagnético; 2) reducción por variación diurna para eliminar la señal inducida por la interacción entre la energía externa al planeta y la atmósfera; y 3) reducción por rumbo para corregir el campo inducido por el buque, dependiente de su orientación y propiedades magnéticas. Debido a que esta última corrección no eliminó por completo la huella del levantamiento, se aplicó además un filtro direccional en el dominio de Fourier para corregir este artefacto.

La carta magnética resultante exhibe siete anomalías (A, B, C, D, E, F y G). Tres de ellas (A, B y G) corresponden a altos magnéticos en el sector SE del bloque, mientras que las restantes (C, D, E y F) representan bajos magnéticos al W y NE. El análisis conjunto con regionales de gravedad y magnetismo permitió refinar el COB propuesto en el modelo tectónico de Filina and Beutel (2022), el cual sitúa este límite sobre el alto magnético regional BAHA.

El alto BAHA se observa con mayor detalle en el margen oriental del bloque P2B, donde se ubican las anomalías A y B. Por ello, las anomalías asociadas a este alto

dentro de P2B se interpretan como la expresión magnética de una zona de litosfera transicional, contribuyendo así a una mejor delimitación del COB en esta región.

Palabras clave: magnetometría marina, COB, Golfo de México, P2B, tectónica salina, anomalías magnéticas.

ABSTRACT

The relief of the marine physiographic provinces of Salina de Bravo and Cinturón Plegado Perdido, located on the western margin of the Gulf of Mexico, is dominated by the salt tectonics that folded and deformed the sedimentary cover deposited since the Late Triassic (230 million years ago). This sedimentary cover has made it difficult to interpret in detail the transition zone of the lithosphere, and in particular to define the geometry of the boundary between oceanic and continental crust (*COB* for its acronym in English). There have been several proposals and regional tectonic models of the *COB* in the Gulf basin based on gravity and magnetism data (either satellite or marine studies), which differ in the location and geometry of the *COB* on the western margin of the Gulf.

The main objective of the Perdido 2 oceanographic campaign, carried out in July 2016 onboard the Justo Sierra oceanographic vessel, was to study the seabed's relief in both physiographic provinces and the structures of its subsoil. With a deeper focus, magnetic measurements were also carried out to investigate the basin's basement and the *COB*'s geometry on the gulf's western margin. This thesis is focused on the second objective. To achieve this, 25 magnetic profiles were logged across the block P2B during the Perdido 2 campaign and processed to refine the existing magnetic anomalies. The anomaly processing included the following: 1) applying the IGRF to obtain the magnetic anomalies in the first instance; 2) then reduction of the anomaly values by diurnal variation to remove the component induced by solar activity in the atmosphere; and 3) removing the effect induced by the ship heading on the marine magnetic measurements. However, the latest reduction by applying the Buller and Mason method did not completely remove the survey's footprint; so, it was necessary to use a directional filter to remove the geometric artifact in the anomalies.

The resulting magnetic map displays seven anomalies (A, B, C, D, E, F, and G), of which three are magnetic highs (A, B, and G) in the southeastern sector of the P2B block, and four (C, D, E, and F) are magnetic lows to the west and northeast of the

block. These seven magnetic anomalies, along with the regional gravity and magnetism from the Gulf of Mexico, are analyzed to review and refine the *COB* in the regional model of *Filina and Beutel (2022)*. This model places the *COB* over the regional magnetic high BAHA. As well, this magnetic high has a better resolution on the eastern margin of the P2B block, which are associated to anomalies A and B, as part of the transitional lithosphere zone.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	2
AGRADECIMIENTOS.....	3
RESUMEN.....	5
ABSTRACT.....	7
1. Introducción.....	15
2. Antecedentes.....	17
2.1. Marco fisiográfico.....	18
2.2. Marco tectónico.....	23
2.3. Estudios previos.....	25
2.4. Área de estudio.....	27
2.5. Método Magnético.....	29
2.6. Filtro Coseno Direccional.....	37
2.7. Reducción al Polo.....	39
3. Metodología.....	42
3.1. Registros Geofísicos en Perdido 2B.....	42
3.2. Índice DST.....	43
3.3. Reducciones de los Datos Magnéticos.....	44
3.4. Eliminación de la Huella del Levantamiento.....	49
3.5. Reducción al Polo.....	50
4. Resultados.....	51
4.1. Reducción por IGRF.....	52
4.2. Reducción por Variación Diurna.....	52
4.3. Reducción por Rumbo.....	56
4.4. Huella del levantamiento.....	59
4.5. Reducción al Polo.....	68
4.6. Correspondencia entre las anomalías magnéticas regionales y Perdido 2B.....	69
4.7. Correspondencia entre las anomalías gravimétricas regionales y las anomalías magnéticas en P2B.....	73
5. Discusión.....	76
5.1. Huella del levantamiento y filtrado direccional.....	76
5.2. Límite Corteza Oceánica – Corteza Continental.....	77

6. Conclusiones.....	82
Referencias.....	84
Anexo I.....	87
Anexo II.....	89
Anexo III	90

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. MAPA DE UBICACIÓN DE LAS PROVINCIAS FISOGRÁFICAS.....	16
FIGURA 2. MAPA DE UBICACIÓN DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL, TALUD CONTINENTAL, ELEVACIÓN DEL TERRENO Y PLANICIE ABISAL EN EL GOM.....	19
FIGURA 3. FISOGRAFÍA DEL GOLFO DE MÉXICO Y UBICACIÓN DEL BLOQUE P2B.....	20
FIGURA 4. PROVINCIAS FISOGRÁFICAS MARINAS DEL GOLFO DE MÉXICO.....	21
FIGURA 5. PROVINCIA FISOGRÁFICA LLANURA COSTERA GOLFO NORTE.....	22
FIGURA 6. CORTEZA CONTINENTAL GRUESA Y DELGADA EN LA CUENCA DEL GOM.....	25
FIGURA 7. LÍMITES DE LA CORTEZA CONTINENTAL-OCEÁNICA.....	27
FIGURA 8. MAPA DE UBICACIÓN DE LOS CUATRO BLOQUES DE LA CAMPAÑA PERDIDO 2.....	28
FIGURA 9. LÍNEAS DE ADQUISICIÓN DEL BLOQUE PERDIDO 2B.....	29
FIGURA 10. MAGNETIZACIÓN TOTAL.....	31
FIGURA 11. ELEMENTOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	34
FIGURA 12. MAPA ISODINÁMICO TOTAL.....	35
FIGURA 13. MAPA ISOCLINAL.....	36
FIGURA 14. MAPA ISOGÓNICO.....	36
FIGURA 15. FILTRO COSENO DIRECCIONAL.....	38
FIGURA 16. ANOMALÍA MAGNÉTICA ANTES Y DESPUÉS DE APLICAR REDUCCIÓN AL POLO.....	40
FIGURA 17. BO JUSTO SIERRA.....	42
FIGURA 18. MAGNETÓMETRO MARINO GEOMETRICS G 877.....	43
FIGURA 19. ÍNDICE DST PARA EL MES DE JULIO DE 2016.....	44
FIGURA 20. CARTA DE INTENSIDAD DE CAMPO TOTAL EN EL BLOQUE P2B.....	51
FIGURA 21. CARTA DE VALORES REDUCIDOS POR IGRF, BLOQUE P2B.....	52
FIGURA 22. REGISTROS MAGNÉTICOS DEL OBSERVATORIO MAGNÉTICO DE TELOYUCAN DEL 12 AL 16 DE JULIO DE 2016.....	53
FIGURA 23. REGISTROS MAGNÉTICOS DEL OBSERVATORIO MAGNÉTICO DE TELOYUCAN REDUCIDOS POR IGRF Y SIN VALOR PROMEDIO, DEL 12 AL 16 DE JULIO DE 2016.....	54
FIGURA 24. GRÁFICAS PARA LOS DÍAS 12, 13 Y 14 DE JULIO DE 2016.....	54

FIGURA 25. GRÁFICAS PARA LOS DÍAS 15 Y 16 DE JULIO DE 2016.....	55
FIGURA 26. CARTA DE VALORES REDUCIDOS POR VARIACIÓN DIURNA, BLOQUE P2B.....	55
FIGURA 27. CÍRCULO DE CALIBRACIÓN ADQUIRIDO EN LA CAMPAÑA SIGSBEE 11.....	56
FIGURA 28. GRÁFICAS DEL CÍRCULO DE CALIBRACIÓN.....	56
FIGURA 29. REGISTRO MAGNÉTICO DEL CÍRCULO DE CALIBRACIÓN, REDUCIDO POR IGRF Y VARIACIÓN DIURNA, EN FUNCIÓN DEL RUMBO DEL BUQUE.....	57
FIGURA 30. AJUSTE DE LOS DATOS A LA ECUACIÓN DE BULLARD AND MASON (1961).....	57
FIGURA 31. CARTA DEL CAMPO MAGNÉTICO INDUCIDO POR EL BUQUE.....	58
FIGURA 32. CARTA DE VALORES REDUCIDOS POR RUMBO, BLOQUE P2B.....	59
FIGURA 33. CARTA DE LAS PROFUNDIDADES DEL MAGNETÓMETRO EN EL BLOQUE P2B.....	60
FIGURA 34. CARTA DE INTENSIDAD DE LA SEÑAL DEL MAGNETÓMETRO EN EL BLOQUE P2B.....	60
FIGURA 35. CARTA DE ANOMALÍAS, PROFUNDIDAD Y SEÑAL DEL MAGNETÓMETRO.....	62
FIGURA 36. CARTA DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EXTRAPOLADAS.....	63
FIGURA 37. ESPECTRO DE NÚMEROS DE ONDA DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.....	64
FIGURA 38. ESPECTRO DE NÚMEROS DE ONDA DEL FILTRO COSENO DIRECCIONAL.....	65
FIGURA 39. HUELLA DEL LEVANTAMIENTO EN EL BLOQUE P2B.....	66
FIGURA 40. CARTA DE ANOMALÍAS SIN EL EFECTO DE LA HUELLA DEL LEVANTAMIENTO.....	66
FIGURA 41. ESPECTRO DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS SIN LA HUELLA DEL LEVANTAMIENTO.....	67
FIGURA 42. COMPARATIVA DE APLICAR EL FILTRO A ANOMALÍAS CON Y SIN REDUCCIÓN POR RUMBO	67
FIGURA 43. ESPECTRO DE NÚMEROS DE ONDA DEL FILTRO DE REDUCCIÓN AL POLO.....	68
FIGURA 44. CARTA DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS REDUCIDAS AL POLO, BLOQUE P2B.....	69
FIGURA 45. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DEL EMAG 2 EN EL GOM.....	70
FIGURA 46. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DEL EMAG 2 EN EL BLOQUE P2B.....	71
FIGURA 47. CARTA DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EN P2B.....	72
FIGURA 48. CARTA DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS REGIONALES EN EL GOM.....	74
FIGURA 49. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DEL BLOQUE P2B SOBRE EL REGIONAL DE GRAVEDAD.....	75
FIGURA 50. ANOMALÍAS ASOCIADAS A LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS EN P2B.....	79
FIGURA 51. CARTA DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EN EL BLOQUE P2B CON LA ZONA DE CORTEZA TRANSICIONAL INTERPRETADA.....	80

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. TIPOS DE MAGNETIZACIÓN, SUS FUENTES Y RANGO DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	32
TABLA 2. CLASIFICACIÓN DE LAS TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS.....	44

1. Introducción

La estructura y fisiografía actual del Golfo de México (GoM) es resultado del proceso de apertura oceánica (rifting) que inició hace aproximadamente 230 millones de años, durante el Mesozoico, y concluyó en el Jurásico Superior (Salvador, 1991). Como consecuencia, el GoM se caracteriza por ser una cuenca en un margen continental pasivo, con corteza oceánica en el centro y corteza continental que rodea la cuenca. La arquitectura de este margen pasivo está conformada por tres tipos de litosferas: 1) la litosfera continental, 2) la litosfera oceánica creada durante el rifting, y 3) la zona transicional entre ambas, producto de la alteración tectónica de la litosfera continental durante la apertura. Esta zona transicional es de particular interés para comprender la evolución tectónica del GoM.

El límite entre la litosfera oceánica y la transicional no está bien definido debido al paquete sedimentario de gran espesor—en algunos sectores mayor a 15 km— presente en el margen continental (Salvador, 1991). Aunque algunos estudios de sismica profunda han ofrecido una visión general de la geometría y estructura de esta zona, su resolución es limitada en varias porciones de la cuenca.

Las propiedades físicas de la litosfera continental y oceánica difieren de manera significativa: la corteza oceánica presenta mayor susceptibilidad magnética y densidad en comparación con la corteza continental. Este contraste lateral ha permitido que los métodos potenciales (gravedad y magnetismo) definan con relativa certeza el límite entre ambas cortezas en la cuenca profunda del GoM. Sin embargo, la delimitación de la litosfera transicional continúa siendo incierta, especialmente en el margen occidental, donde la geometría del basamento queda oculta bajo un paquete sedimentario complejo y estructuralmente deformado.

En este contexto, la magnetometría marina es un método idóneo para inferir la geometría de las anomalías magnéticas asociadas al contraste lateral entre la litosfera oceánica y la transicional (Jilinski et al., 2013; Arecco et al., 2018; Moura et al., 2019), y por lo tanto para refinar la posición del límite entre ambas.

Los registros magnéticos adquiridos durante la campaña Perdido 2 a bordo del BO *Justo Sierra* ofrecen la oportunidad de estudiar los cambios estructurales del margen occidental del GoM con mayor detalle. Estos datos consisten en mediciones del campo total magnético a lo largo de 100 perfiles geofísicos realizados en las provincias del Cinturón Plegado Perdido y Salina de Bravo, con un espaciamiento de aproximadamente 8 metros entre mediciones.

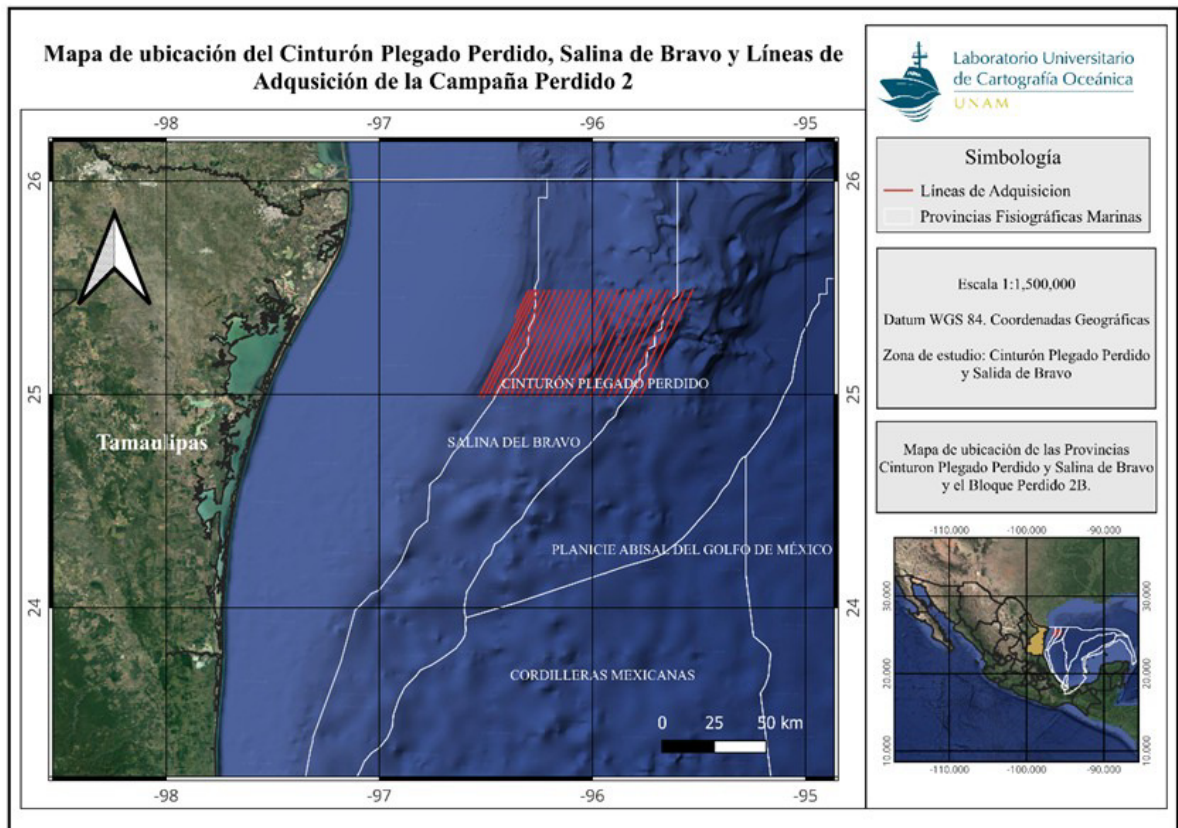


Figura 1. Mapa de localización de los perfiles de adquisición del Bloque Perdido 2B y de las provincias fisiográficas (PEMEX, 2010) en el talud de Tamaulipas.

El análisis detallado de estas anomalías magnéticas permite aportar nueva información sobre el proceso de apertura del GoM y sobre la evolución tectónica del basamento en el margen mexicano occidental. Aunque durante la campaña se adquirieron también otros datos geofísicos (batimetría multihaz, retrodispersión acústica y sísmica de alta resolución), su utilidad para el objetivo de este trabajo es

limitada debido a que no brindan información profunda suficiente para caracterizar la estructura del basamento.

El objetivo general de este estudio es caracterizar la respuesta magnética del basamento en el Bloque 2B de la campaña Perdido 2, con el fin de contribuir a la definición del límite entre la litosfera oceánica y la transicional en el margen occidental del GoM.

Para alcanzar este objetivo, se procesaron registros magnéticos correspondientes a 25 perfiles marinos, aplicando los siguientes tratamientos:

1. reducción por IGRF (International Geomagnetic Reference Field) para obtener valores de anomalía magnética;
2. reducción por los efectos de variación diurna en el campo geomagnético;
3. corrección por el magnetismo inducido por la embarcación (reducción por rumbo). En caso necesario, se aplicó además un filtro coseno direccional en el dominio de Fourier para eliminar completamente este efecto, reconociendo que, aunque dicho filtrado podría afectar bajas frecuencias asociadas a estructuras someras, no compromete el propósito del estudio, centrado en la naturaleza magnética del basamento a varios kilómetros de profundidad.

En caso necesario, se aplicó además un filtro coseno direccional en el dominio de Fourier para eliminar completamente este efecto, reconociendo que, aunque dicho filtrado podría afectar bajas frecuencias asociadas a estructuras someras, no compromete el propósito del estudio, centrado en la naturaleza magnética del basamento a varios kilómetros de profundidad.

El análisis se restringe al Bloque 2B de la campaña Perdido 2 y se enfoca exclusivamente en el procesamiento y la interpretación de los registros magnéticos para caracterizar la estructura profunda del margen occidental del GoM. No se incluye un análisis detallado de los datos batimétricos, de retrodispersión o sísmicos

adquiridos durante la campaña, debido a que no aportan información del basamento necesaria para los fines de este trabajo.

2. Antecedentes

2.1. Marco fisiográfico

Los márgenes pasivos están caracterizados por tener muy poca actividad sísmica y volcánica debido a que no se encuentran en un límite de placa. Un margen continental pasivo, de manera general, posee cuatro provincias fisiográficas: 1) plataforma continental (*continental shelf*) que corresponde a una planicie marina de poca profundidad (típicamente hasta 200 m de profundidad), con muy poca inclinación y se extiende desde la línea de costa hasta el quiebre de la plataforma con el talud continental; 2) talud continental (*continental slope*) posee un mayor grado de pendiente y se extiende hasta profundidades mayores de los 3,000 m en donde hay un cambio gradual a menor pendiente hasta que limita con; 3) la elevación del relieve (*rise*) con una pendiente de pocos grados y se extiende hasta; 4) la planicie abisal con un relieve casi plano en lo más profundo de los mares (Salvador et al., 1991).

La fisiografía del relieve en el GoM es un caso típico de un margen continental pasivo (Figura 2) como se ha descrito arriba, con excepciones de que tiene algunas variaciones en sus formas y relieve a consecuencia de la tectónica salina y el depósito de grandes volúmenes de sedimentos. Salvador et al. (1991) caracteriza el GoM como una cuenca semicerrada y casi circular de 1,500 kilómetros de diámetro, teniendo una superficie de $2.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ y su cuerpo marino cubre un área de $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$.

La descripción por Salvador et al. (1991) indica que la llanura costera y plataforma continental en los márgenes Norte y Noroeste del golfo son más anchas y su plataforma tiene una pendiente suave (llamada Plataforma de Texas-Louisiana). Hacia el oeste, el margen oeste del golfo presenta una llanura costera y una plataforma más estrechas y empinadas (referida como Plataforma del Este de México). Hacia el sureste, la llanura costera y su plataforma continental del margen oeste son más estrechas. En los márgenes Sur y Este del golfo, la llanura costera presenta un extenso relieve plano formado por las plataformas carbonatadas de las Penínsulas de Yucatán y Florida. Gran parte de sus plataformas yace sumergida bajo agua somera con profundidades de menos de 200 m. En este margen, el talud continental presenta escarpes submarinos

muy abruptos en ambas penínsulas que terminan en la base de la planicie abisal de la cuenca.

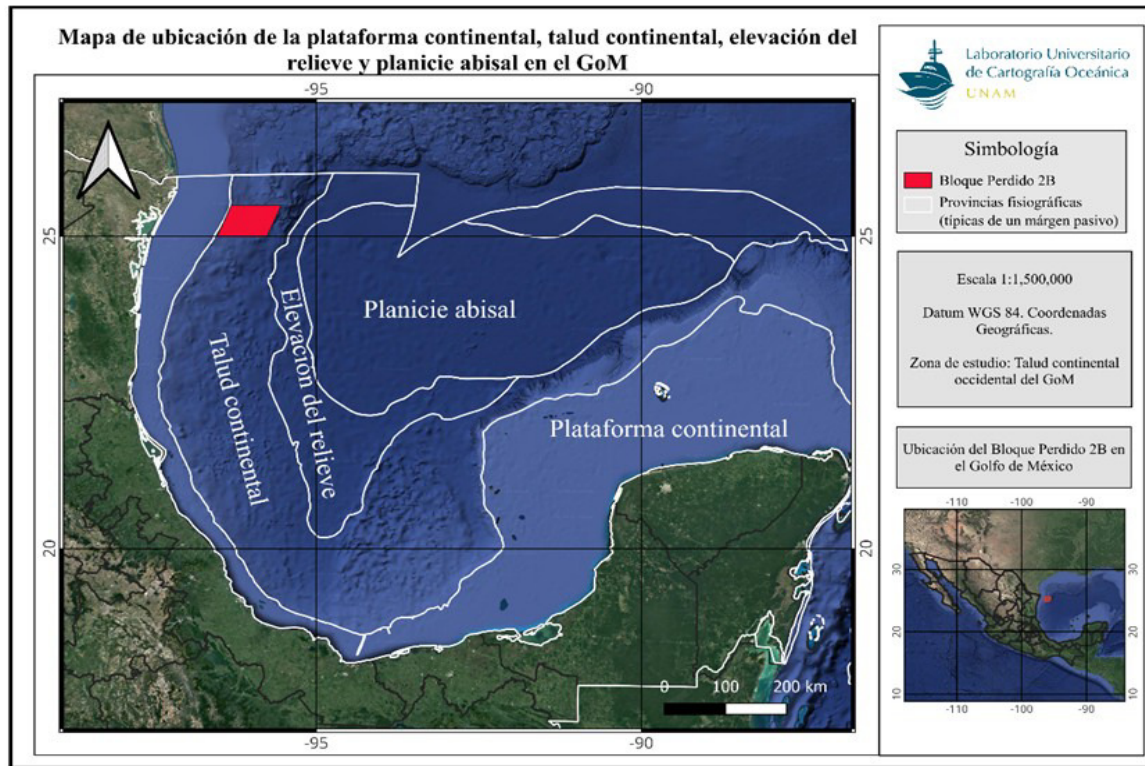


Figura 2. Mapa de ubicación de la plataforma continental, talud continental, elevación del terreno y planicie abisal en el GoM.

Alrededor de la cuenca, el relieve submarino del talud continental presenta diferentes formas originadas por los movimientos de evaporitas y arcillas, plegamientos y los abanicos sedimentarios. Otro escarpe submarino menos prominente en la cuenca (el Escarpe de Sigsbee) limita al norte la profunda planicie abisal (Planicie abisal de Sigsbee) en su sector central del GoM.

El fondo de la Planicie de Sigsbee es la parte más profunda, alcanzando más de 3,700 m y su superficie es alterada por la intrusión de diapiros de sal, semejantes a pináculos intrusivos submarinos (conocidos como *Sigsbee Knolls*). Patrones de estos diapiros en el norte y sur del talud modificaron el relieve, como son en las Provincias Salinas de Luisiana y Campeche. En el margen oeste de la cuenca, plegamientos de estructuras sedimentarias (Mexican Ridges) alteran la forma del talud; en el margen norte, el abanico del Río Mississippi abulta su forma. En los márgenes norte, sur y este de la

cuenca, la plataforma Texas-Louisiana, la plataforma de Yucatán y la plataforma del Oeste de Florida son muy amplias, alcanzando hasta 170 km de ancho, mientras que en el margen oeste, la plataforma continental frente a México (plataforma del Este de México) es mucho más angosta, con menos de 13 km de ancho en algunos lugares (Figura 3).

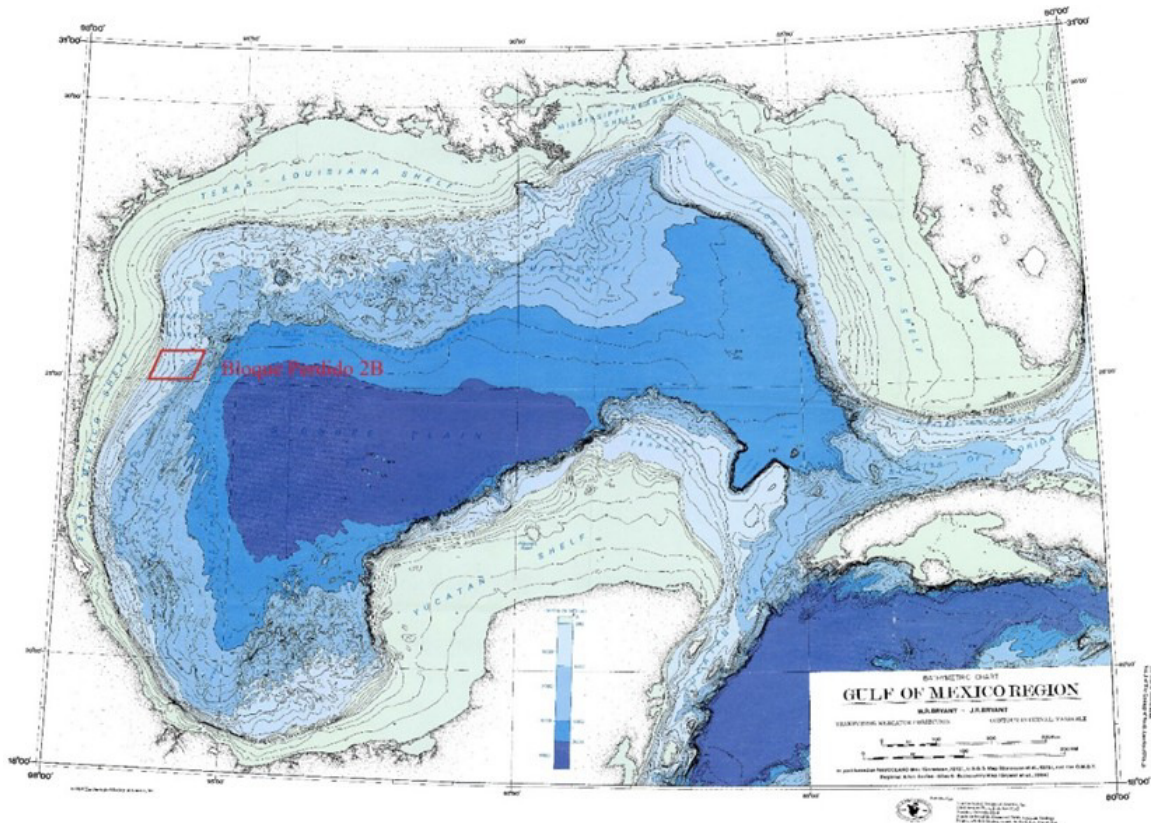


Figura 3. Fisiografía del Golfo de México y ubicación del bloque P2B. Modificado de Salvador, et al., (1991).

El talud continental tiene un bajo ángulo frente a Texas y Luisiana (talud de Texas-Louisiana) y contrasta fuertemente con las pendientes de los escarpes de Florida Occidental y Campeche. Por otro lado, el talud del Este de México (*East Mexico Slope*) posee una batimetría que es inusual en los océanos, conformadas por un gran número de cordilleras marinas (*Mexican Ridges*). El talud norte contiene un campo de diapiros de sal que extiende hacia el sur de Texas y Luisiana. Hacia el sur de la cuenca, el talud Este de México está formado por el levantamiento volcánico de Los Tuxtlas, la Lengua de Veracruz (*Veracruz Tongue*), y flanqueado por la topografía irregular del campo *Campeche Knolls*.

Las provincias fisiográficas marinas del *GoM* han sido fraccionadas en base en sus características actuales, en definición por su fisiografía oceánica, relieve y estructuras geológicas (PEMEX,2010; CNH, 2015; CNH, 2019). Las principales provincias en el sector sur de la cuenca del golfo son: Salina de Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Cinturón Plegado Catemaco, Cuenca Salina de los Diapiros de Campeche, Escarpe de Campeche, Planicie Abisal de Sigsbee y Planicie Abisal al Norte de Campeche (Figura 4).

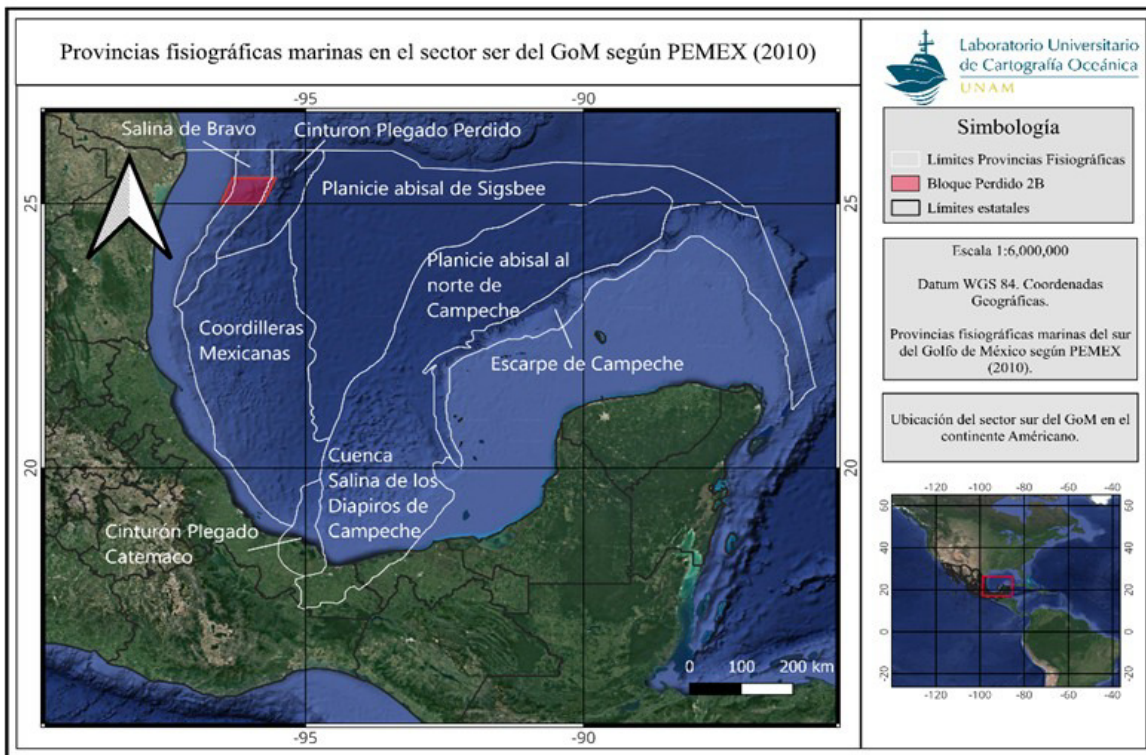


Figura 4. Provincias fisiográficas marinas del Golfo de México (PEMEX, 2010).

Este trabajo está enfocado al relieve y estructura de las provincias del Cinturón Plegado Perdido y Salina de Bravo que se ubican en el talud occidental del GoM (Salvador, et al., 1991). El Cinturón Plegado Perdido está al Este de la provincia fisiográfica de la Llanura Costera del Golfo Norte (Figura 5), localizada en su mayoría en el estado de Tamaulipas. El Cinturón colinda al Este de la provincia de Salina de Bravo, al oeste con la provincia de la planicie abisal de Sigsbee (PEMEX, 2010 CNH, 2015; CNH, 2019) y al sur con la provincia de las Cordilleras Mexicanas. Mientras que Salina de Bravo está al Este de la plataforma occidental del *GoM* y al Norte de las Cordilleras Mexicanas.

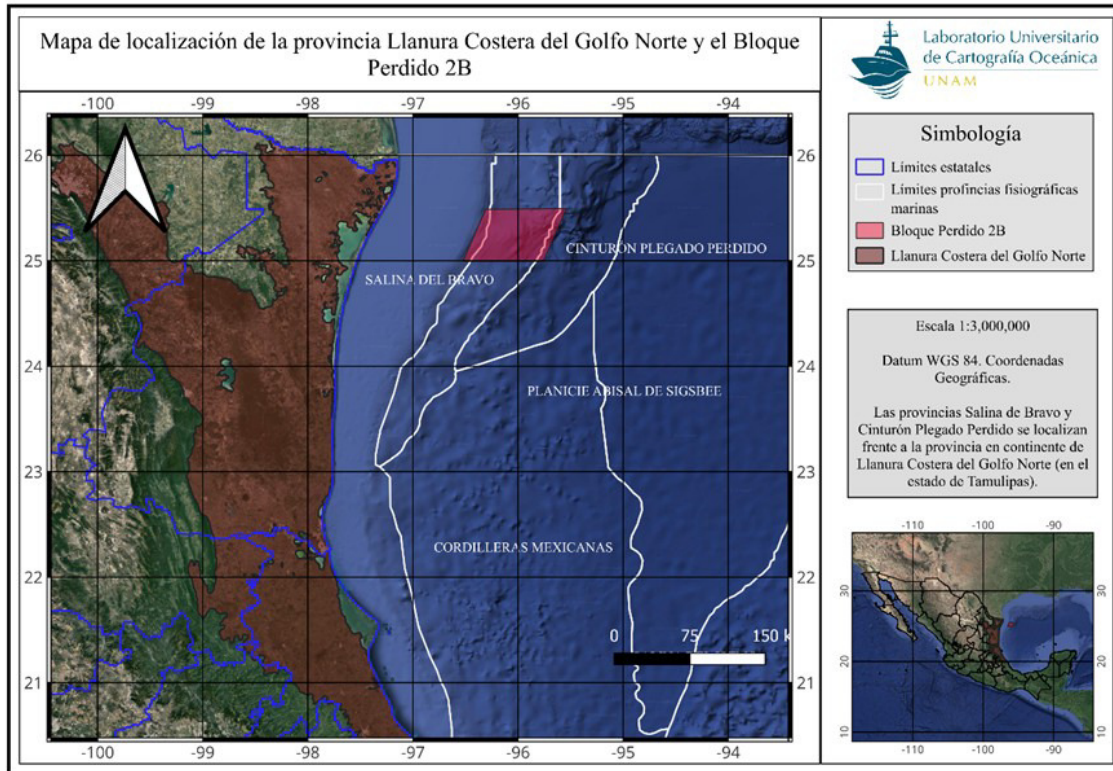


Figura 5. Provincia fisiográfica Llanura costera Golfo norte, la cual se ubica en el continente al occidente de P2B y está representada en color café. Además, en el golfo se exhiben las provincias fisiográficas marinas.

El cinturón Plegado Perdido se caracteriza por presentar un estilo de pliegues y fallas inversas orientadas de suroeste a noreste, que despegan de la sal autóctona jurásica. Este cinturón plegado está asociada a la compresión y tectónica de los cuerpos salinos. Los pliegues de este cinturón son grandes estructuras anticlinales que se encuentran a profundidades entre 2,000 m y 3,500 m (PEMEX, 2010).

Por otro lado, Salina de Bravo se localiza frente al delta del Río Bravo a profundidades entre 500 m a 2500 m, se caracteriza por la presencia de estructuras asociadas al movimiento de la sal. Hacia el occidente esta provincia presenta una franja, casi paralela al borde del talud continental, dominada por una tectónica salina representada por diapiros y paredes de sal (PEMEX, 2010).

2.2. Marco tectónico

La cuenca del *GoM* se ha llenado desde el Triásico tardío hasta el Holoceno con más de 15 km de sedimentos provenientes del continente norteamericano, depositados inicialmente en la cuenca profunda, formando estratos de grandes espesores, que más tarde fueron plegados y deformados por la tectónica salina. En la planicie abisal, la corteza que subyace en la parte central del *GoM* es de origen oceánico, y está rodeada por corteza continental. El espesor de esta corteza oceánica fue adelgazado por la extensión durante el proceso de *rifting* (Salvador, 1991). Desde el cese de la apertura oceánica del fondo marino, toda la cuenca del *GoM* y sus márgenes están incorporados a la placa norteamericana (Ewing T. and Galloway W., 2019).

Proceso de apertura del Golfo de México

El inicio del *GoM* se dio un episodio de extensión de la corteza y formación del piso oceánico durante la ruptura de Pangea en el Mesozoico, hace más de 230 Ma. La etapa inicial del golfo (*pre-rift*) está caracterizada por una deformación tensional que ocurrió durante el Jurásico Temprano y Medio, que formó un sistema de grabenes que controló los procesos sedimentarios, formando las secuencias de lechos rojos y estructuras de rocas volcánicas asociadas (Salvador, 1991). Durante esta etapa, la subsidencia de la corteza continental en sus márgenes fue lenta. Durante el Jurásico Medio-Jurásico Superior una porción del rift se separó por esfuerzos tensionales, ocasionando la separación entre África y Sudamérica, dando lugar al desprendimiento del bloque de Yucatán, y así, comenzar la apertura del *GoM* (Pindell and Kennan, 2001). La apertura del Golfo y en consecuencia transgresiones marinas por la subsidencia, sumado a la presencia de un clima árido, poca circulación de agua, poca profundidad y alta evaporación favorecieron las condiciones para el depósito de grandes volúmenes de sal, que conforma el subsuelo del Golfo, en las provincias del Norte y Sur (al Norte: Sal de Louann frente a Texas y Luisiana y al sur: Cuenca Salina de los Diapiros de Campeche) (Padilla and Sánchez, 2007; Ewing T. and Galloway W., 2019).

La expansión oceánica terminó a principios del Jurásico Superior, volviéndose una cuenca de márgenes pasivos y presentando una subsidencia mayor al transcurso del tiempo en la parte central del *GoM* (Salvador, 1991). Resultado de esta última etapa

debido al enfriamiento del piso oceánico junto a la gran carga litostática de los depósitos sedimentarios terrígenos provenientes de los márgenes orientales de Norte América. A partir de esta etapa, las condiciones de evaporación terminaron, cesando el depósito de grandes volúmenes de sal y dando lugar a condiciones de mar abierto y semiabierto. Este cese generó el desarrollo de condiciones marinas para la formación de una plataforma somera alrededor del límite de la corteza oceánica.

Para el Cretácico Inferior, los márgenes pasivos de la cuenca del *GoM* fueron gradualmente afectados por subsidencia (Ewing T. and Galloway W., 2019). La velocidad con la que el Golfo se hundía dependía de la posición en la cuenca y del tipo de corteza. Teniendo una mayor velocidad de subsidencia en la corteza oceánica, mientras que, para la corteza continental, la tasa de subsidencia era relativamente menor. Durante el Turoniano (~90 Ma) hay un cambio importante en los patrones de sedimentación, influenciado por una gran presencia de sedimentos terrígenos y la disminución de carbonatos en la parte oriental en México, ocasionado por el levantamiento del margen y junto con la regresión marina. A finales del Cretácico Inferior, la combinación del hundimiento regional y la deposición de plataformas carbonatadas crearon la morfología moderna del *GoM* (Salvador, 1991). El hundimiento inducido por la carga del gran volumen de sedimentos sobre los depósitos gruesos de sal ha creado el carácter distintivo de la cuenca al norte y sur del *GoM*.

Margen Pasivo

Las tres cuartas partes (Norte, Occidente y Sur) de la cuenca del *GoM* están constituidas por una corteza de transición, resultado de la corteza continental que se estiró, adelgazó y transformo a causa del proceso de *rifting* a partir del Jurásico Medio (Ewing T. and Galloway W., 2019). A través de secciones sísmicas, dos tipos de corteza de transición han sido identificadas en la cuenca: 1) corteza transicional gruesa que bordea más distante dentro del continente, y 2) una corteza transicional delgada que bordea la corteza oceánica del centro de la cuenca (Figura 6). De estos estudios, los márgenes de la cuenca están constituidos presumiblemente por una zona de litosfera de transición gruesa, que muestra un adelgazamiento moderado hacia el centro de la cuenca. La litosfera de transición gruesa esta adelgazada heterogéneamente; contiene bloques de

corteza continental separados por áreas de corteza estirada más delgada (Ewing T. and Galloway W., 2019). La planicie abisal y el talud continental inferior están sobre una corteza oceánica basáltica que se formó durante la expansión del lecho marino desde el Jurásico tardío hasta el Cretácico temprano. La corteza oceánica del GoM no tiene la firma de las anomalías magnética típica de la formación del piso en las dorsales oceánicas (Jones, 1999). Esta no semejanza pudiese ser resultado de que la corteza oceánica se formó durante un período de no cambios de polaridad magnética. Además, esta corteza está cubierta por más de 10 km de espesor de sedimentos que imposibilita tener un buen registro de las características oceánicas y de la ubicación de la franja de transición entre las litósferas de continente y océano.

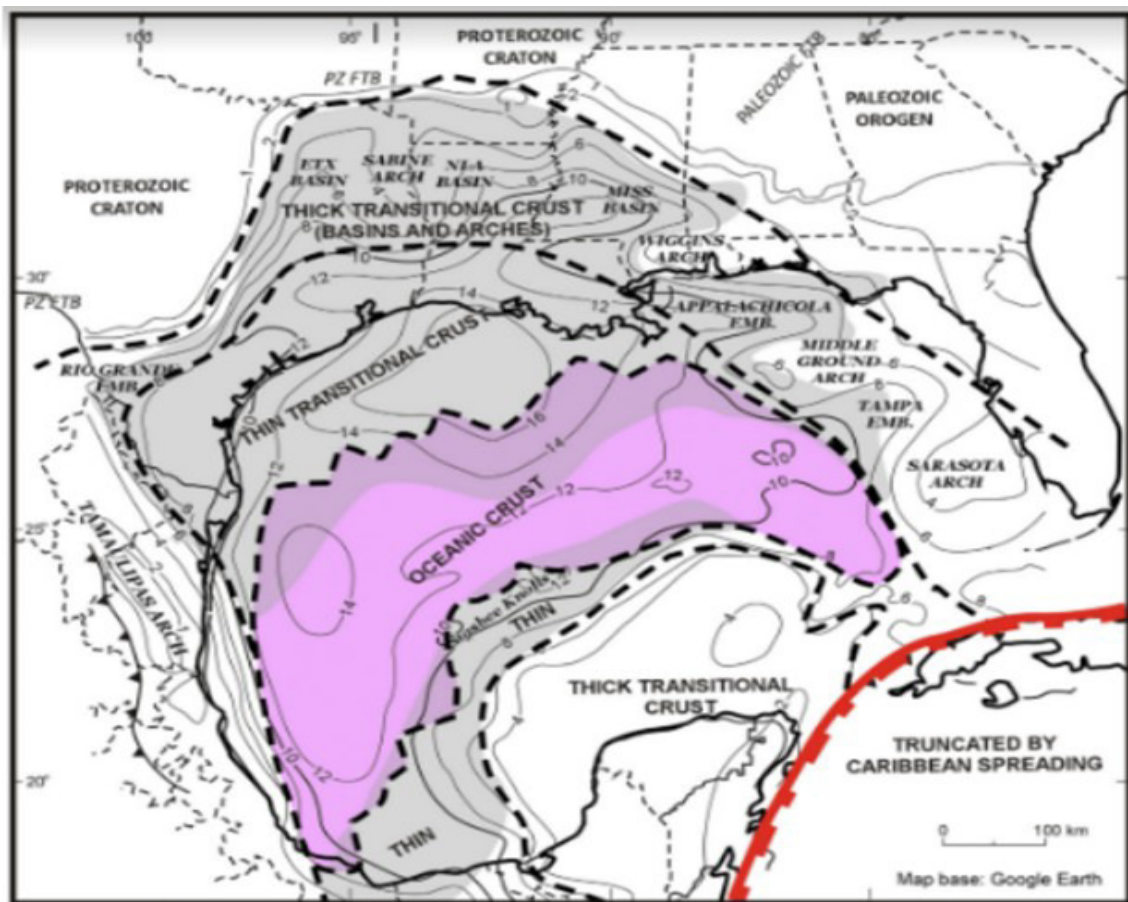


Figura 6. Corteza continental gruesa y delgada, al centro y en color morado se observa la corteza oceánica, mientras que en color gris se observan los depósitos de sal que fueron separados (Ewing T. and Galloway W., 2019).

2.3. Estudios Previos

La cuenca del *GoM* se caracteriza por ser un margen continental pasivo que tiene tres tipos de litosfera: continental, transicional y oceánica. Además, la estructura de este margen tiene una geología compleja debido a la tectónica salina. El movimiento de los cuerpos salinos y arcillas junto al paquete sedimentario de más de 15 km en espesor (Salvador, 1991) han complicado delimitar la zona de la litosfera transicional con la oceánica. La localización de esta zona en otras regiones del mundo ha sido resuelta indirectamente usando métodos potenciales (i.e. Jilinski et al., 2013; Arecco et al., 2018; Moura et al., 2019). Por ejemplo, el estudio de Jilinski et al. (2013) delimita la corteza continental-oceánica en las costas de África occidental, haciendo correlación con datos de anomalía magnética total, anomalía gravimétrica y batimetría. Mientras que Arecco et al. (2018) localiza el límite entre la litosfera transicional y oceánica en la plataforma continental de Argentina, basándose en el realce de los datos magnéticos satelitales del EMAG2 (Meyer et al., 2017). El trabajo de Moura et al. (2019) posiciona el límite de las cortezas oceánica-continental en el margen ecuatorial brasileño usando datos perfiles de anomalía magnética, gravimétrica y batimetría.

En el caso del *GoM*, varios estudios (entre ellos: Christeson et al., 2014; Nguyen and Mann, 2016; Pindell et al., 2016; Filina, 2019) han intentado posicionar el límite de la corteza continental-oceánica alrededor de la cuenca, presentándose geometrías contrastantes (Figura 7). El estudio de Filina (2019) analiza las anomalías de gravedad y magnéticas con la batimetría, registros de pozos, mapas de espesor de sal y secciones sísmicas (GUMBO1 y GUMBO2) en los sectores Norte y SE de los márgenes en la cuenca, en el que compara propuestas anteriores de la geometría del límite en discusión y propone un nuevo modelo más robusto y fiable en el noroeste del *GoM*. Filina (2019) concluye que el límite entre la corteza continental con la oceánica está cerca del escarpe de Sigsbee.

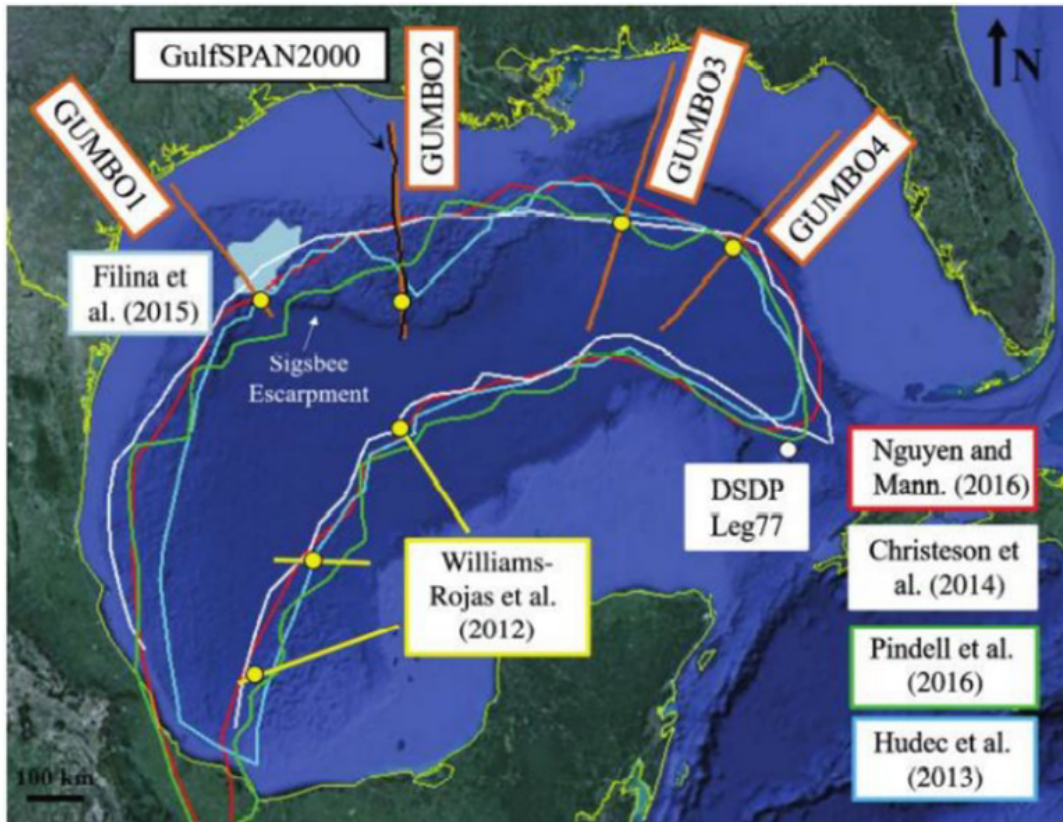


Figura 7. Límites de la corteza continental-oceánica propuestos por diversos autores. Tomado de Filina I (2019).

2.4. Área de Estudio

El área de estudio está ubicada dentro de las provincias marinas: 1) Salina de Bravo y 2) Cinturón Plegado Perdido. Los datos del levantamiento magnético corresponden al bloque B de la campaña oceanográfica Perdido 2 (bloque P2B), que se realizó en Julio de 2016 a bordo del BO Justo Sierra de la UNAM (Figura 8). Este bloque P2B es parte de los cuatro bloques que se realizaron durante la campaña en el talud continental del *GoM* (P2A, P2B, P2C y P2D).

El área del bloque P2B está entre las latitudes 25°N y 25.5°N , y las longitudes 95.5°W y 96.6°W (Figura 8) frente a las costas de Tamaulipas y sobre ambas provincias fisiográficas mencionadas, en donde la mayor parte de P2B está dentro la provincia Salina de Bravo y cubre un área aproximada de $4,500\text{ km}^2$. El registro de datos de P2B fueron adquiridos del 12 al 16 de Julio de 2016, a lo largo de 25 perfiles magnéticos con orientación NW-SE de aproximadamente 61.5 km cada uno (Figura 9). La superficie del

levantamiento magnético del Bloque Perdido 2B es aproximadamente igual a la superficie del estado de Morelos o tres veces la superficie de la Ciudad de México.

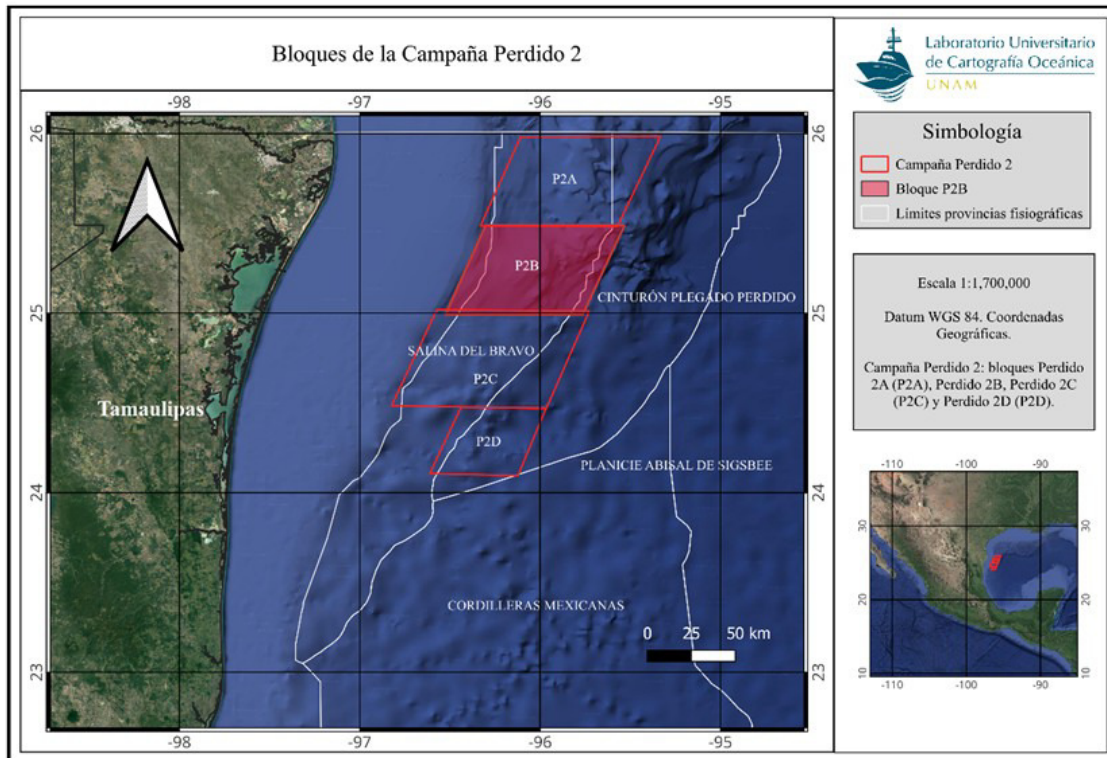


Figura 8. Mapa de ubicación de los cuatro bloques de la Campaña Perdido 2.

En la Figura 9, el espaciamiento entre perfiles no fue equidistante (de 20 km en el W hasta más de 40km al E), incrementándose hacia profundidades mayores debido a que se adquirieron simultáneamente a los barridos de batimetría multihaz. Por esta razón el levantamiento magnético tiene una mayor densidad de datos en el sector occidental (a menor profundidad) en comparación con los del sector oriental del bloque P2B.

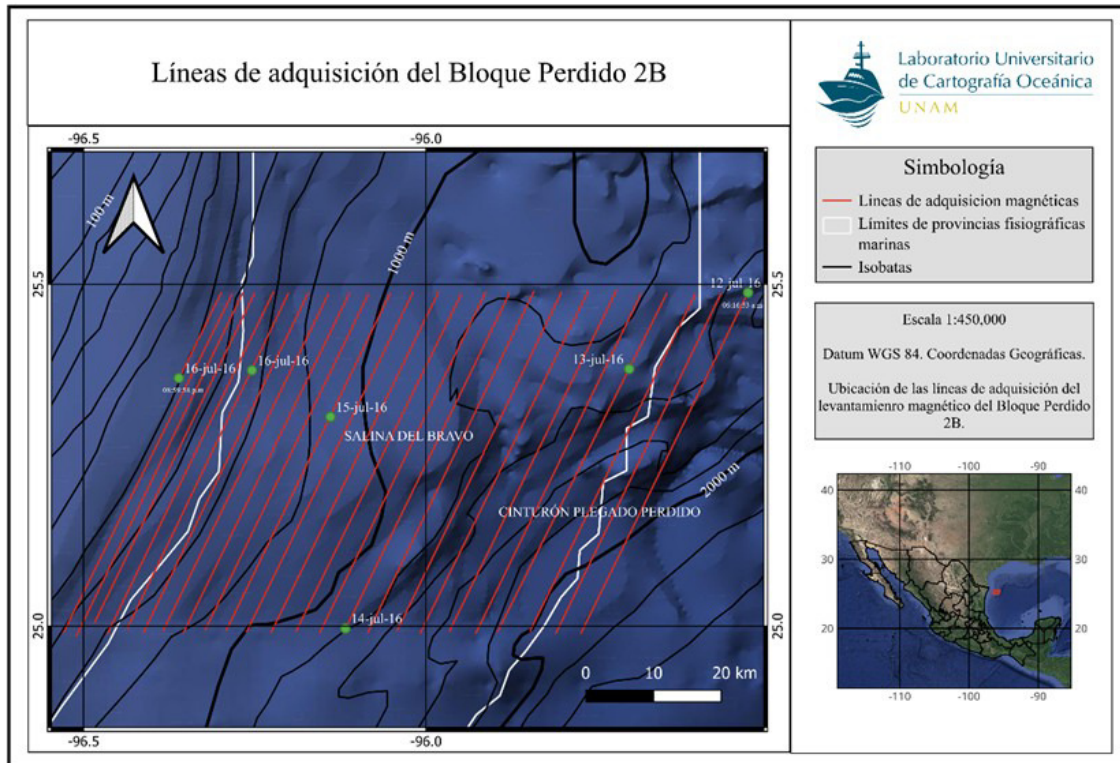


Figura 9. En rojo las líneas de adquisición del Bloque Perdido 2B. Mientras que los puntos verdes indican el cambio de día.

Como se puede observar en la Figura 8, la mayor parte del área cubierta por el bloque P2B se realizó en el talud continental (en donde las estructuras asociadas a la tectónica salina tienen una topografía irregular en el lecho marino). Dentro del bloque, el rango de profundidades va de los 300 m (en las zonas más cercanas a la costa de Tamaulipas) hasta los 2,400 m, próximo a la zona colindante con la planicie abisal de Sigsbee.

2.5. Método Magnético

El método magnético empleado en la geofísica marina está basado en medir el campo geomagnético total para aislar las anomalías inducidas por el contraste lateral en la susceptibilidad magnética y las direcciones paleo magnéticas de las rocas del subsuelo. Por lo tanto, la metodología a emplearse dependerá del conocimiento que se tenga de la magnetización de los materiales terrestres, así como de los factores físicos y geológicos que los formaron, y así poder caracterizar las anomalías magnéticas resultantes (Hinze, 2013).

Inducción Magnética

Bajo ciertas condiciones (ausencia de corrientes eléctricas y zona de investigación fuera de materiales magnéticos), un campo magnético está determinado de manera única por un potencial escalar (Blakely, 1995).

Si se consideran dos *espiras*, con una corriente I_a e I_b y separadas por una distancia r . La fuerza que actúa en un elemento diferencial dl_a en la *espira a* causado por la corriente eléctrica en el elemento dl_b de la *espira b* está dada por la fuerza de Lorentz df_a , dada por:

$$df_a = C_m I_a I_b \frac{dl_a \times (dl_b \times \hat{r})}{r^2} \quad (1).$$

Donde, el factor C_m es una constante de proporcionalidad que se usa para ajustar unidades.

Mientras que una espira actúa como bobina de prueba, se podrá definir el vector B como,

$$dB_b = C_m I_b \frac{dl_b \times \hat{r}}{r^2} \quad (2),$$

y la fuerza de Lorentz como,

$$df_a = I_a dl_a \times dB_b \quad (3).$$

Lo que expresa la ecuación 3 es una forma derivada de la ecuación de la fuerza de Lorentz, que actúa sobre una carga Q al moverse con velocidad \mathbf{v} en un campo magnético:

$$F = Q(\mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (4).$$

Integrando la ecuación 4 se obtiene la inducción magnética del vector \mathbf{B} por la ley de Biot-Savart, quedando como:

$$\mathbf{B} = C_m I_b \oint \frac{dl_b \times \hat{r}}{r^2} \quad (5).$$

En forma coloquial, la definición de inducción magnética es la siguiente: la corriente eléctrica induce una fuerza en una carga en movimiento, donde la fuerza es el resultado del producto vectorial entre el campo de inducción magnética y la velocidad de la carga. Se debe tener en cuenta que, la dirección de la fuerza r está dirigida desde la fuente hacia el punto de observación.

Magnetización

La magnetización en una roca o sedimento es resultado de la suma de dos tipos de componentes: los inducidos y los remanentes. La magnetización inducida varía según la susceptibilidad magnética del material y la intensidad y dirección del campo magnético que lo rodea. Por otro lado, la magnetización remanente indica la historia magnética previa del material (Hinze, 2013).

El campo magnetizante \vec{H} es definido como la intensidad del campo inductor en una región sin presencia de materiales magnéticos, expresándose en unidades de [A/m] y su forma matemática es:

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu_0} \vec{B} - \vec{M} \quad (6).$$

Magnetización inducida

La magnetización es la suma de una contribución inducida y una remanente (Figura 10). La contribución inducida depende de la intensidad del campo magnetizante \vec{H} ,

$$\vec{M}_i = \chi \vec{H} \quad (7),$$

en dónde χ es la susceptibilidad magnética, la cual es una cantidad adimensional. Esta propiedad es trascendental en el método magnético (Blakely, 1995).

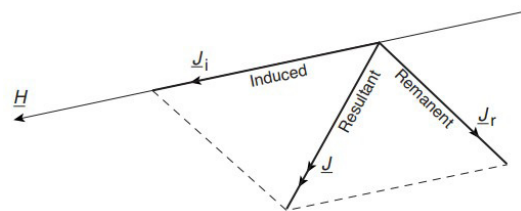


Figura 10. Magnetización total. La magnetización total J_i es la suma de la componente inducida J , la cual se alinea en dirección del campo magnetizante H , y la componente remanente J_r .

Magnetización remanente

La magnetización remanente es la magnetización que conserva los materiales compuestos de minerales ferrimagnéticos (Tabla 1) después de su exposición a un campo magnético presente durante su formación. A diferencia de la magnetización inducida, la magnetización remanente no desaparece de inmediato. Este tipo de magnetización es la base de los estudios paleo-magnéticos para estudiar la evolución de los continentes y cuencas marinas, y además es la fuente significativa de las anomalías magnéticas en la formación de las cuencas oceánicas.

Magnetismo de materiales terrestres

Cuando hay un campo externo presente, como el campo magnético terrestre, los momentos magnéticos en las rocas o sedimentos son alineados en la dirección del campo externo cuando se forman o están expuestos a regímenes de altas temperaturas y esfuerzos.

La interacción del campo magnético ambiental con las partículas de los materiales terrestres produce varios tipos de respuestas que se clasifican como se muestra en la Tabla 1 (Reynolds, 2011).

Susceptibilidad	Tipo	Amplitud
$\chi < 0$	Diamagnético	Pequeña
$0 < \chi < 10^{-6}$	Paramagnético	Pequeña
$10^{-6} < \chi < 1$	Ferrimagnético	Moderada
$1 < \chi < 10^6$	Ferromagnético	Grande

Tabla 1. Tipos de magnetización, sus fuentes y rango de susceptibilidad magnética.

Los materiales ferromagnéticos presentan una alta susceptibilidad magnética, la cual varía según la temperatura y la intensidad del campo magnético presente. Al inducir una magnetización a estos materiales, provoca una magnetización espontánea y fuerte que puede persistir incluso en ausencia de un campo magnético externo.

Los materiales ferrimagnéticos, como la magnetita, la titanomagnetita y la ilmenita, exhiben una magnetización neta y una alta susceptibilidad. El ferrimagnetismo es

caracterizado por una magnetización espontánea y dependiente de la temperatura, desapareciendo la magnetización por encima de la temperatura de Curie.

La comprensión de estos tipos de magnetización es fundamental para comprender cómo las variaciones en las propiedades magnéticas de los materiales terrestres generan anomalías magnéticas.

Campo Geomagnético

El campo magnético terrestre (geomagnético) es generado principalmente por un dipolo con origen dentro del núcleo de la Tierra, cuyo momento magnético es de 7.840×10^{22} [Am²] y cuyo eje está inclinado 10.9 grados respecto al norte geográfico (Blakely, 1995). Hinze (2013) adiciona que el campo geomagnético medido en la superficie está compuesto además de otras componentes generadas por múltiples fuentes magnéticas que provienen tanto de la superficie de la tierra como de su exterior. Las cuales varían espacial y temporalmente. Por lo que las variaciones del campo geomagnético son el resultado principalmente de tres fuentes (Telford, 1990), en síntesis:

- 1) La principal componente proviene del campo magnético dipolar (99% del campo total); el cual varía temporalmente lento. Su campo es representado comúnmente por líneas de campo; las cuales son verticales en los polos magnéticos y horizontales en el ecuador, tiene una amplitud en los polos de aproximadamente el doble que en el ecuador (Hinze, 2013). Actualmente el campo magnético esta invertido, siendo que el polo norte magnético este alrededor del polo sur geográfico y para el polo sur magnético es cercano al polo norte geográfico.
- 2) Las variaciones de la componente externa del campo, que contribuye cerca del uno por ciento restantes, se deben a los efectos cósmicos del planeta (Blakely, 1995) como resultado de la interacción del plasma solar con la componente dipolar del campo. Además, la componente del campo magnético externo incluye los efectos menores debido a las variaciones seculares, como: las variaciones

diurnas, las variaciones lunares, las tormentas magnéticas y los ciclos de manchas solares.

- 3) Otras variaciones espaciales del campo medido en la superficie son resultado de los campos remanentes en la corteza terrestre.

Elementos del campo geomagnético

Las mediciones del campo magnético terrestre pueden ser descritas en cualquier punto sobre la Tierra en términos de sus tres componentes (B_x, B_y, B_z) dentro de un sistema de coordenadas cartesianas, donde x es hacia el norte, y hacia el este y z hacia abajo (Figura 11). Su intensidad está dada en unidades de nano teslas (nT).

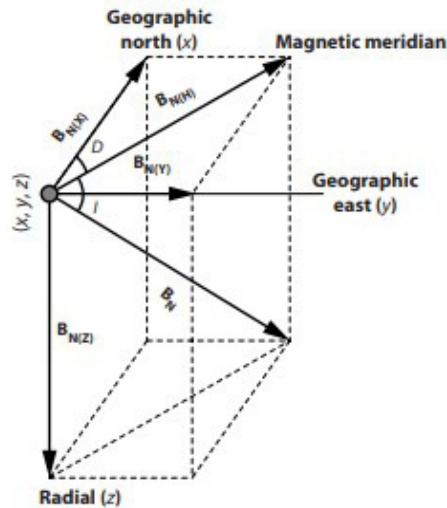


Figura 11. Elementos del campo geomagnético. El campo geomagnético puede ser representado por sus componentes en un sistema cartesiano, además de los ángulos de inclinación y declinación. Tomado de Hinze, (2013).

De esta manera, la intensidad de la componente horizontal H está dada por:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (8).$$

Su intensidad total T es:

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (9).$$

La inclinación I es el ángulo vertical entre el vector y el plano horizontal, es decir,

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (10).$$

Por convención, se considera una inclinación positiva cuando el vector se encuentra inclinado por debajo del plano horizontal, mientras que se considera negativa cuando se encuentra por encima del mismo.

El meridiano magnético (la declinación D) es el plano vertical que contiene el vector, y la dirección con referencia al norte geográfico, dado por:

$$D = \arcsin \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (11),$$

D es considerada positiva cuando apunta hacia el este y negativa cuando es hacia el oeste (Blakely, 1995).

Las Figuras 12, 13 y 14 muestran mapas de estos elementos del campo geomagnético mediante isólinas, referidos como mapas isomagnéticos e isodinámicos. De esta misma manera, los mapas isodinámicos muestran curvas de igual intensidad de campo, como la intensidad total (Figura 12), la intensidad vertical o la intensidad horizontal. Los mapas isoclinales exhiben curvas de igual inclinación (Figura 13), mientras que los mapas isogónicos despliegan la declinación (Figura 14).

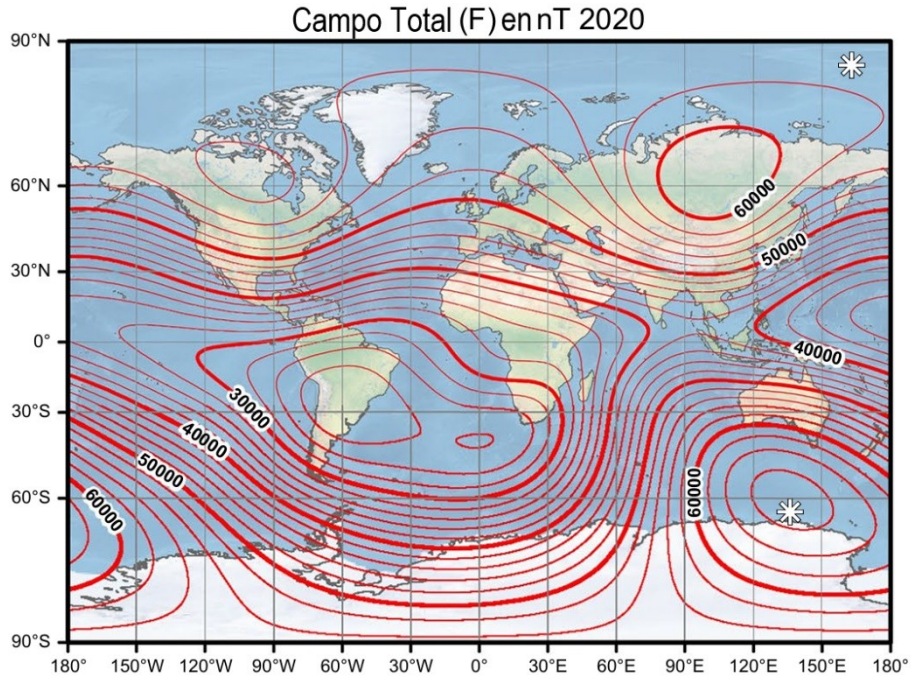


Figura 12. Mapa isodinámico total. Este mapa ilustra la intensidad del campo geomagnético teórico. En el área de P2B la intensidad del campo es de 44,000 nT. Modificado de Alken., et al., (2021).

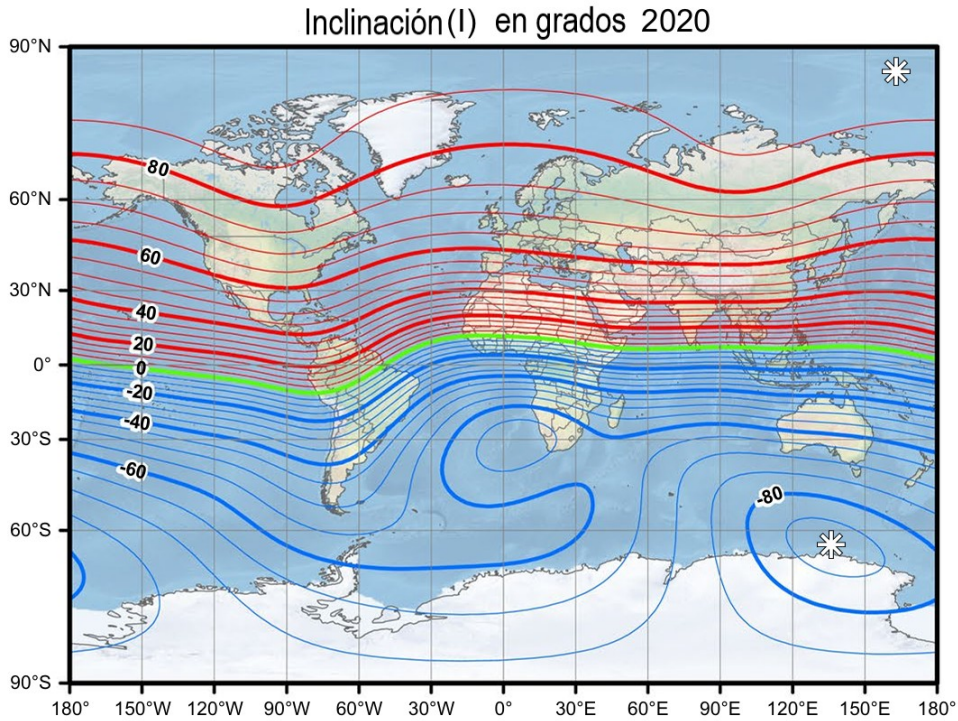


Figura 13. Mapa isoclinal. Este mapa ilustra la inclinación del campo geomagnético teórico. Modificado de Alken., et al., (2021).

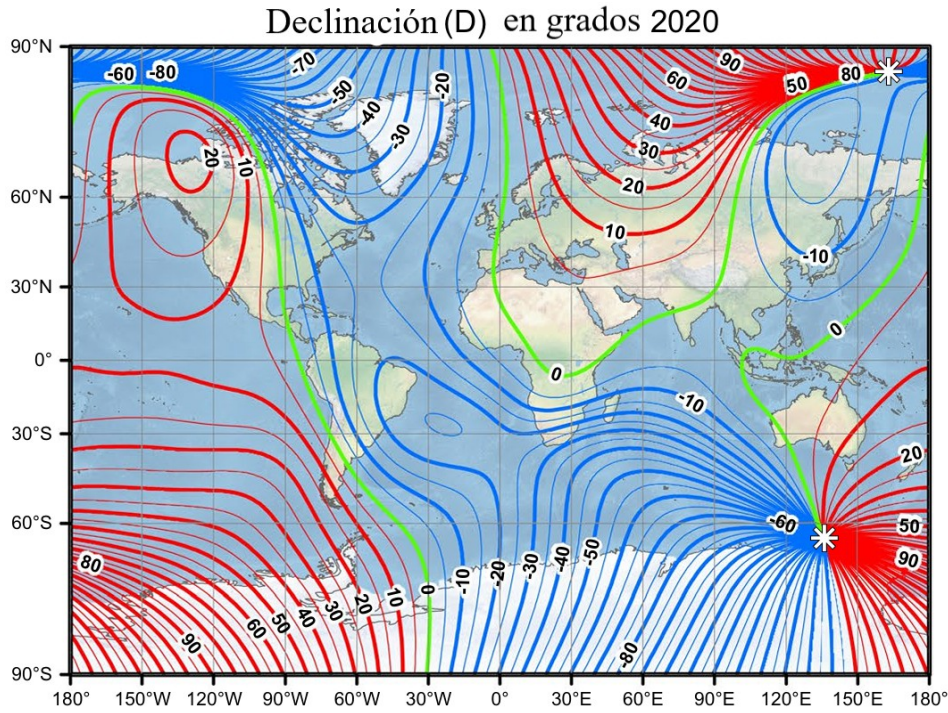


Figura 14. Mapa isogónico. Ilustra la declinación del campo geomagnético teórico. Modificado de Alken., et al., (2021).

Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF)

El Campo Magnético de Referencia Geomagnética Internacional (*IGRF* por sus siglas en inglés) es una serie de coeficientes armónicos esféricos (Ecuación 19) que es usada para representar el campo geomagnético teórico a gran escala y variable con el tiempo desde 1900 D.C.

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (12).$$

Donde, a es el radio medio de la Tierra, r es la distancia de la Tierra al sitio de medición, ϕ es la longitud, θ es la colatitud, g_n^m y h_n^m son los coeficientes de gauss y $P_n^m(\theta)$ son los términos asociados al polinomio de Legendre de grado n y orden m (Blakely, 1996).

El IGRF es publicado cada 5 años por el grupo de trabajo de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, *IAGA* por sus siglas en inglés (Alken et al., 2021). Al

restar los valores dados por la formula IGRF a los valores medidos en la superficie de la tierra son obtenidos los valores correspondientes al magnetismo remanente preservado en la corteza.

El IGRF es actualizado cada 5 años debido a que cambia con el tiempo. Su actualización no es fácil de alcanzar diariamente debido a su recalibración con los múltiples datos recibidos de los observatorios magnéticos contribuyentes, por eso la *IAGA* publica nuevos modelos IGRF para representar el campo final en un periodo anterior y una aproximación para el próximo período de cinco años. Estos modelos incluyen términos derivativos en cada coeficiente de Gauss, asumiendo que cambian linealmente con el tiempo. Esto proporciona una capacidad predictiva para estimar el campo geomagnético en un tiempo dado y en ciertas coordenadas (Blakely, 1995).

2.6. Filtro Coseno Direccional

El filtro coseno direccional (también referido como filtro de-corrugado o de nivelación) es aplicado comúnmente al procesamiento de datos geofísicos cuando existe un efecto nombrado corrugado o de ondulaciones en un mapeo superficial en 2D. En el caso del mapeo de una anomalía magnética, el efecto de corrugado en los datos procesados puede ser inducido por varios factores de forma en la adquisición del registro magnético (Luyendyk, 1997); entre los principales se encuentran: 1) el rumbo de los perfiles del levantamiento, presentando el efecto por la componente de longitud de onda (Reeves., 1993) que estuviese desfasada con respecto a sus perfiles vecinos y sobre todo cuando estos tienen rumbos opuestos; 2) faltaron remover algunos efectos físicos por completo en las reducciones, como pudiese ser las imprecisiones en el uso de un registro magnético distante y no representativo regionalmente (i.e. en la aplicación de las variaciones diurnas); 3) magnetismo inducido por el rumbo de la embarcación y; 4) distancia del magnetómetro al fondo marino, ya que las intensidades magnéticas decrecen con la profundidad (Luyendyk., 1997).

Difícilmente, la naturaleza de este arrugamiento presentado en 2D es discernida por lo que sus particularidades dependerán de cada levantamiento. Además de los factores mencionados anteriormente, también pueden ser resultado de imprecisiones en la

navegación, en los sensores del magnetómetro y en el control de calidad de los datos adquiridos y procesados.

Para el estudio, el filtro aplicado aquí tiene el objetivo de remover o aislar el efecto por rumbo en los perfiles. El rango de rechazo o el paso de las frecuencias del arrugamiento son hechos en el dominio de Fourier para ampliar o reducir las bandas direccionales, como también ajustando el grado del coseno empleado (Ecuaciones 15 y 16) para caracterizar con mayor precisión las formas de las anomalías magnéticas (Figura 15).

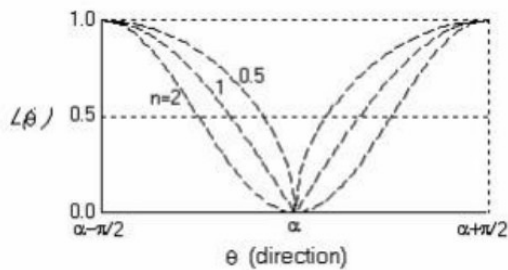


Figura 15. Filtro coseno direccional. La función de transferencia del filtro toma como argumento la dirección de adquisición α y el grado del coseno n . Tomado de Geosoft, (2007).

En el dominio de los números de onda el filtro está dado por:

$$L(\theta) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \text{ para rechazar la dirección de } \alpha \quad (13).$$

y

$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \text{ para pasar la dirección de } \alpha \quad (14).$$

Donde n es el grado de la función coseno (generalmente toma valores entre 0.5 y 2), α es el rumbo de los perfiles en grados y θ es:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\nu}{\mu} \right) \quad (15).$$

Donde, ν es el número de onda en dirección x con respecto al Este y μ es el número de onda en la dirección y con respecto al Norte.

El uso del filtro coseno direccional es recomendable para remover la huella del levantamiento, ya que evita efectos asociados con el filtrado en frecuencia. Sin embargo, este filtro no distingue a los artefactos producto del procesamiento como lo pudiese ser los efectos de borde y atenuación en la amplitud de la señal original en algunas frecuencias (Geosoft, 2007). El objetivo del empleo del filtro es eliminar los efectos por el ruido que se ha introducido a las mediciones que son asociados a la geometría de la adquisición y de los que no han sido reducidos con el empleo de la corrección de rumbo usando la fórmula de Bullard y Mason (1961).

2.7. Reducción al Polo

La inclinación de los vectores del campo magnético terrestre influye en las formas de las anomalías. Se ha observado que cuando los vectores no son verticales, las anomalías son asimétricas (por lo tanto, la anomalía esta desplazada) y sus centros se encuentran lejos del centro del cuerpo que las produce (Figura 16), lo que puede llevar a una interpretación errónea. Por este hecho, antes de realizar una interpretación es recomendable corregir a la anomalía magnética por este efecto.

El método que permite realizar esta corrección es conocido como reducción al polo, donde la dirección del campo geomagnético debería ser vertical. Esta reducción al polo es introducida por Baranov (1957); sin embargo, la expresión (ecuación 18) más usada actualmente es la de Bhattachayra (1965). La técnica implica determinar el campo magnético vertical que se generaría si la fuente de la anomalía y el campo geomagnético tuvieran vectores de magnetización verticales, y si la magnitud de la magnetización se mantuviera constante al cambiar su dirección y sentido.

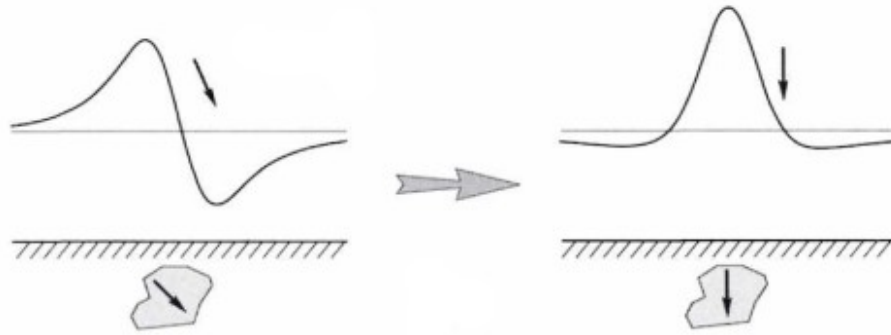


Figura 16. Anomalía magnética antes y después de aplicar reducción al polo. Modificado de Blakely, (1996).

La fórmula matemática de la reducción al polo (Bhattachayya, 1965) es resuelta en el dominio del número de onda:

$$RTP(p, q) = \frac{k^2}{[ip\alpha + iq\beta + \gamma\sqrt{p^2 + q^2}]^2} \quad (16).$$

Donde:

- $k = \sqrt{p^2 + q^2}$: Número de onda radial (p y q son los números de onda en direcciones X y Y).
- $\alpha = \cos(I) \cos(D)$
- $\beta = \cos(I) \sin(D)$
- $\gamma = \sin(I)$
- I es la inclinación magnética.
- D es la declinación magnética.

Para corregir el efecto que provoca la inclinación del campo geomagnético en las anomalías, estas son llevadas al dominio de Fourier. Los datos de anomalía de campo total son multiplicados por la función de transferencia del filtro de reducción al polo (Ecuación 18) y después el producto es transformado al dominio del espacio, así obteniendo un mapa de anomalías que centran a los cuerpos que indujeron el campo remanente.

3. Metodología

3.1. Registros Geofísicos en Perdido 2B

El objetivo de la campaña Perdido 2 fue investigar el margen occidental del *GoM*, en las provincias fisiográficas marinas del Cinturón Plegado Perdido y Salina de Bravo que forman parte del talud continental, en donde se obtuvieron datos de magnetismo a bordo del BO Justo Sierra (Figura 17).



Figura 17. BO Justo Sierra. En esta embarcación se llevó a cabo el registro magnético durante la campaña Perdido 2.

El levantamiento magnético de la campaña Perdido 2, se realizó con el propósito de estudiar la zona de transición entre la litosfera oceánica y la litosfera transicional en el margen occidental de *GoM*, asociando las geometrías de las anomalías magnéticas resultantes con el límite. En esta tesis se consideran únicamente las mediciones magnéticas registradas en el bloque P2B para caracterizar la geometría profunda del basamento en el *GoM*.

El registro de magnetometría se realizó con un magnetómetro de precesión de protones marino G-877 de la marca *Geometrics* (Figura 18). Este magnetómetro tiene una

resolución de 0.1 nT. Para minimizar el efecto del campo magnético inducido por el buque Justo Sierra, el magnetómetro se remolcó a 250 metros de distancia, y se mantuvo entre profundidades de 12 m a 20 m. La serie de mediciones de la intensidad magnética fueron registradas a cada dos segundos. El buque navegó a una velocidad promedio de 8 nudos (4.115 m/s), lo que implica que el registro de mediciones es hecho a un intervalo de ~8 metros.



Figura 18. Magnetómetro marino Geometrics G 877.

3.2. Índice DST

Las tormentas geomagnéticas son perturbaciones en el campo magnético de la Tierra y pueden durar desde unas pocas horas hasta días. El índice geomagnético *DST* (*Disturbance Storm Time*) es un indicador que permite clasificar la intensidad de una tormenta geomagnética. El índice DST es expresado en nT y está basado en el valor medio de la componente horizontal del campo magnético de la Tierra que es medida en cuatro observatorios localizados cerca del ecuador. La componente horizontal del campo geomagnético disminuye durante perturbaciones magnéticas, valores menores que -50 nT indican una tormenta magnética de alta actividad y mientras que variaciones de valores de menor magnitud cercanos a una mínima de nT son indicadores de perturbaciones magnéticas (Segiura and Kamei, 1991). En la Tabla 2 se encuentra la clasificación de las tormentas magnéticas según el valor del índice Dst.

Clasificación	Dst [nT]
Débil	-30 > Dst > -50
Moderada	-50 > Dst > -100
Intensa	Dst < -100

Tabla 2. Clasificación de las tormentas geomagnéticas.

Este índice es consultado durante el periodo en que se llevó a cabo la adquisición magnética marina, ya que registros afectados por las tormentas difícilmente pudiese ser utilizados. El levantamiento magnético en el bloque P2B fue realizado del 12 al 16 de Julio de 2016 y el índice *DST* mantuvo valores cercanos a cero (Figura 19), lo que indico que los registros magnéticos adquiridos no presentan ninguna influencia de tormentas magnéticas.

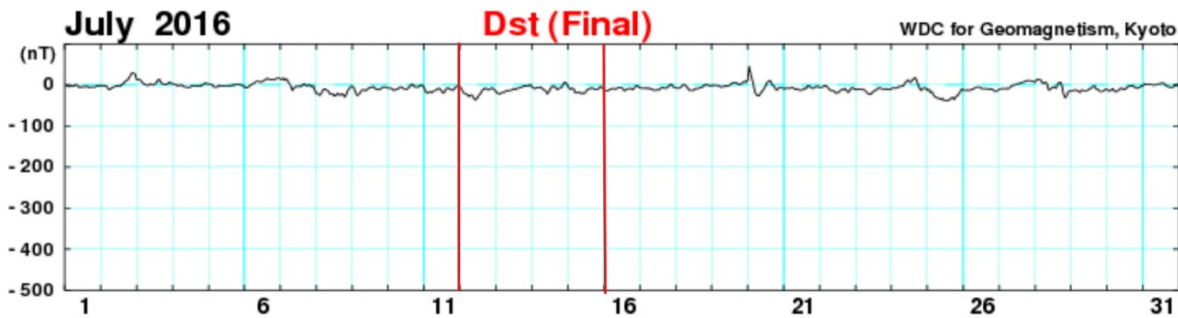


Figura 19. Índice DST para el mes de Julio de 2016. Las líneas rojas indican los días de inicio y fin del bloque P2B. Consultado de: https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/201607/index.html .

3.3. Reducciones de los Datos Magnéticos

En cualquier exploración geofísica los datos adquiridos llevan consigo efectos que son parte de la naturaleza de la zona de estudio, efectos debidos a la manera en que fueron adquiridos, ruido, etc. En el caso de la exploración magnética marina, las mediciones están afectadas por la variación diurna, las tormentas magnéticas y el campo inducido por la embarcación. Para calcular las anomalías magnéticas que están asociadas a estructuras en el subsuelo es necesario remover las variaciones temporales y espaciales que se registraron.

Las principales variaciones temporales que afectan a los registros marinos son los cambios en el campo geomagnético a escalas de minutos, horas y días. Estos cambios en el registro dificultan la precisión en la obtención del magnetismo remanente en las rocas que forman parte del subsuelo. Para eliminar este efecto temporal en el registro marino, estas variaciones diurnas son removidas del registro.

Las variaciones espaciales en el campo geomagnético cambian de una posición a otra en la Tierra y en el tiempo, por lo que en los levantamientos magnéticos es necesario tener un buen control de la posición (latitud y longitud) donde se realiza cada medición. Estas coordenadas se utilizan para calcular el valor teórico del campo mediante la fórmula IGRF, lo cual permite reducir los valores medidos y estimar inicialmente la anomalía magnética en cada sitio del levantamiento en el Bloque P2B.

El valor de la anomalía magnética en cada posición dentro del bloque es obtenido reduciendo estas variaciones de las mediciones registradas en el magnetómetro, aplicando la ecuación 19.

$$\Delta m_i = M_{obs} - IGRF_i - m_{vd} \pm m_{rb} \quad (17).$$

Donde:

- M_{obs} son las mediciones del magnetómetro del sitio i ,
- $IGRF_i$ es el valor del campo geomagnético teórico del sitio i ,
- m_{vd} es el efecto de la variación diurna al tiempo de la medición,
- m_{rb} es el efecto inducido por la embarcación en función del rumbo, y
- Δm_i es la anomalía magnética.

A continuación, la metodología empleada para realizar cada una de las reducciones es descrita como sigue.

Reducción por IGRF

La reducción por *IGRF* tiene como objetivo remover la componente dipolar en el campo geomagnético de los registros magnéticos marinos. El *IGRF* varía en función de la longitud, latitud y el tiempo, que representa aproximadamente como varía el campo geomagnético en coordenadas terrestre y en una fecha dada.

El software geomag 7.0 del modelo *IGRF* 13 es utilizado para el cálculo de los valores magnéticos dipolar. El *IGRF* 13 es una aproximación con 13 coeficientes armónicos esféricos. Este *IGRF* 13 es el modelo definitivo que representa la aproximación del campo principal ente los años 2015 al 2019 (Alken., et al., 2021).

La metodología empleada para obtener las anomalías magnéticas consistió en calcular los valores *IGRF* para cada uno de los datos registrados en el bloque P2B, los cuales están en base a la latitud, longitud, fecha y hora de la medición. Subsecuentemente, el valor inicial de la anomalía es obtenido restando los valores *IGRF* a los valores medidos.

Reducción por Variación Diurna

Las variaciones diurnas son cambios temporales en el campo geomagnético en superficie como resultado de la interacción de la actividad solar sobre las moléculas en la atmósfera, generando fluctuaciones aleatorias por los choques moleculares. Por lo que, los efectos de estas variaciones son mayores durante el día y menores durante la noche. Como se ha observado en muchos levantamientos, este efecto en los registros magnéticos es significativo al medio día.

Para remover el efecto de las variaciones diurnas de los registros magnéticos, la práctica común consiste en instalar un magnetómetro fijo (base magnética), lo más conveniente es que la base este instalada cerca de la costa para que registre continuamente la intensidad del campo total durante el levantamiento magnético y en un lugar a no más de 200 km del área de estudio. Sin embargo, el instalar una estación base cercana al área del levantamiento marino presenta retos en algunas ocasiones que difícilmente se pueden resolver como seria el colocarla en altamar (debido a su alto costo en operatividad).

Durante la campaña Perdido 2, la base magnética no pudo ser instalada en la costa debido a los riesgos de inseguridad que existían en el Estado de Tamaulipas. Debido a este riesgo y a la falta de un registro cercano al área de levantamiento, se usaron datos del observatorio magnético de Teoloyucan, Estado de México, para los días entre el 12 al 16 de Julio de 2016, que abarca el periodo correspondiente al registro magnético en el bloque P2B. El registro del observatorio magnético es el menos distante,

encontrándose a una distancia de más de 700 km hacia el bloque P2B. Es probable que las variaciones diurnas registradas en el Observatorio no representen las variaciones diurnas que se manifiestan en el bloque P2B.

Para estimar las variaciones diurnas, los registros magnéticos del observatorio de Teoloyucan son reducidos aplicando los valores del *IGRF* en estas fechas. Después de esto, el registro del observatorio es normalizado con los promedios de las mediciones en las noches por día. Estos promedios son restados a cada medición en el registro magnético del observatorio. Las diferencias son las variaciones diurnas para cada día en el levantamiento del bloque P2B.

Las series de tiempo de los registros tienen intervalos de muestreo a 60 segundos en el Observatorio y el registro en el mar tiene un muestreo a cada 2 segundos. Para estimar la serie de tiempo de las variaciones diurnas en el Observatorio se utilizó un ajuste mediante un polinomio de grado tres para tener valores a cada 2 segundos y de esta manera se obtuvo la serie por día. Posteriormente, estas variaciones son restadas de los valores reducidos por *IGRF* correspondientes a los tiempos de adquisición en el bloque P2B. El resultado de esta reducción son los valores de la magnetización en cada punto de medición sin el efecto inducido por las fluctuaciones temporales del campo por día.

Reducción por Rumbo

El magnetómetro no puede ser utilizado a bordo de un buque por el campo magnético que induce; esta inducción estaría influyendo en el registro, desviando el campo presente en función del rumbo del derrotero. Por lo cual, el magnetómetro debe ser remolcado detrás de la embarcación para minimizar este efecto. Sin embargo, en caso de que los registros magnéticos sigan siendo afectados por el campo inducido, los valores de la anomalía tendrían que ser reducidos aplicando el método referido como reducción por rumbo (*Heading correction*).

El valor del campo inducido por el buque varía en función del rumbo, ya que el vector de campo magnético inducido por el buque se suma al vector del campo geomagnético del sitio. La reducción por rumbo está basada en el trabajo publicado por Bullard and Mason (1961) que más tarde fue mejorado por Buchanan (1995). Bullard and Mason

(1961) demuestran que comúnmente el campo inducido depende de las propiedades magnéticas del barco. Como estas propiedades son a menudo difíciles de medir, se propone realiza un experimento que requiere realizar mediciones en el mismo lugar con diferentes rumbos (Buchanan et al., 1996).

Se considera que el campo magnético del barco es menor comparado a la intensidad del campo geomagnético, entonces la contribución del rumbo del barco es estimada usando la siguiente ecuación:

$$F_Q = C_0 + C_1 \cos \theta + C_2 \cos 2\theta + S_1 \sin \theta + S_2 \sin 2\theta \quad (18).$$

Donde, θ es el rumbo del buque, F_Q es la intensidad el campo inducido del buque en el sitio Q; C_0 , C_1 , C_2 , S_1 y S_2 son constantes que dependen de las propiedades magnéticas del buque.

El experimento que se hace para obtener la contribución del rumbo del barco a los registros magnéticos consiste en navegar en círculo de 1 milla náutica (referido como círculo de calibración) en una zona magnéticamente uniforme y durante la noche para evitar las variaciones diurnas.

Durante la campaña Perdido 2, el círculo de calibración no fue realizado. A falta de este círculo, datos de un círculo de la campaña Sigsbee 11 a bordo del BO Justo Sierra en 2011 son utilizados para realizar la reducción por rumbo.

Los valores magnéticos de este círculo de calibración son reducidos por *IGRF* y por variación diurna. La reducción por variación diurna empleo datos del observatorio magnético de Stennis, Mississippi, que fueron registrados en el mismo día del levantamiento del círculo. La selección de usar los registros del Observatorio en Stennis se debió a que era el observatorio magnético más cercana al sitio del círculo (~535 km). Posteriormente, los valores reducidos del círculo son normalizados a referencia cero.

Para obtener las constantes C_0 , C_1 , C_2 , S_1 y S_2 de la ecuación 21, los valores de campo normalizados son graficados en función del rumbo, posteriormente se realizó un ajuste por mínimos cuadrados usando el modelo de Bullard and Mason (1961). De esta manera se obtiene la ecuación que modela el efecto del rumbo del barco, quedando como:

$$F_Q = 4.39 + 0.97 \cos \theta + 0.74 \cos 2\theta - 3.23 \sin \theta - 0.06 \sin 2\theta \quad (21)$$

Para remover este efecto de los registros magnéticos del bloque P2B, el F_Q con rumbo θ de cada transecto que navegó el buque es restado de los valores reducidos (por IGRF y variación diurna) para obtener valores libres del efecto de rumbo.

3.4. Eliminación de la Huella del Levantamiento

La huella de levantamiento magnético es el resultado de la geometría en que se realiza el registro de las mediciones, dependiendo del rumbo en un ambiente geológico donde los rangos de valores de las anomalías son menores. En el caso de los levantamientos realizados en el margen occidental del golfo, esta huella es identificada en las cartas magnéticas como ondulaciones que siguen el patrón de los rumbos en el levantamiento dentro del bloque P2B. Sin embargo, después de haber realizado la corrección por rumbo, las anomalías corregidas aun presentan la geometría de la huella, por lo que se requirió usar un filtro coseno direccional para remover este artefacto.

En la actualidad existe una gran gama de software comercial para el procesamiento de datos magnéticos que incluyen el filtro coseno direccional. Sin embargo, las licencias de estos paquetes de software son costosas, por lo que se escribieron códigos en Matlab (Anexo II) para el filtrado y en Python para la visualización de las anomalías.

Para realizar el filtrado de manera óptima, las coordenadas geográficas del bloque P2B se transformaron en coordenadas UTM (zonas 14N y 15N). Para obtener los números de onda, los datos se remuestrearon a cada metro y se les aplicó la FFT (*Fast Fourier Transform*). Los datos se interpolaron en la malla regular usando el método de Kriging. El algoritmo del filtro es programado entre ciclos *for anidados* y con la función de transferencia son estimados los valores del filtro para cada par ordenado de números de onda (número de onda x , número de onda y).

Debido a la geometría del bloque P2B el filtrado se realizó sobre una matriz; fue necesario realizar una extrapolación de los datos para llenar los espacios sin valores para tener una matriz rectangular y de esta manera obtener el espectro de Fourier del registro magnético en un *grid* rectangular. El filtro usó un grado 2 para el coseno, dando así el mejor resultado.

Una vez obtenido el espectro de Fourier de los valores magnéticos, este resultado es multiplicado de elemento a elemento por la matriz del espectro del filtro, en secuencia se transforman al dominio del espacio para ser restados de los valores de la anomalía magnética original. De esta manera, la anomalía magnética estaría exhibida sin el artefacto de la huella de adquisición.

3.5. Reducción al Polo

Con el objetivo de ubicar las anomalías magnéticas del bloque P2B sobre las rocas del subsuelo que las indujeron en relación con el polo magnético, los valores magnéticos son reducidos al polo, utilizando un código en Matlab.

Este código calcula de manera similar como el programa del filtro coseno direccional, en el cual transforma las coordenadas geográficas a UTM y rellena los vacíos para tener una matriz rectangular. En este caso, la función de transferencia es la propia de la reducción al polo en el dominio del número de onda. Entonces sus elementos son multiplicados con los elementos del espectro de las anomalías magnéticas, para después transformar la matriz resultante al dominio del espacio. Así, la matriz resultante contiene los valores de anomalías magnéticas reducidas al polo.

4. Resultados

La Figura 20 muestra la carta de la intensidad del campo geomagnético de los registros adquiridos en el levantamiento del bloque P2B. La carta integrada solo contiene los valores de las mediciones magnéticas sin alguna reducción aplicada. El rango de valores (en escala de colores) varía de 44,100 a 44,400 nT en el bloque. La carta exhibe un degradado en los valores del campo, siendo menores en el sur y mayores en el norte. En el sector norte (entre las latitudes 25.3 y 25.5), los valores del campo varían entre 44,300 y 44,400 nT; en el sector central (entre las latitudes 25.15 y 25.3), los valores del campo varían entre 44,200 y 44,300 nT; y en el sector sur (entre las latitudes 25.0 y 25.15), los valores del campo varían entre 44,100 y 44,200 nT.

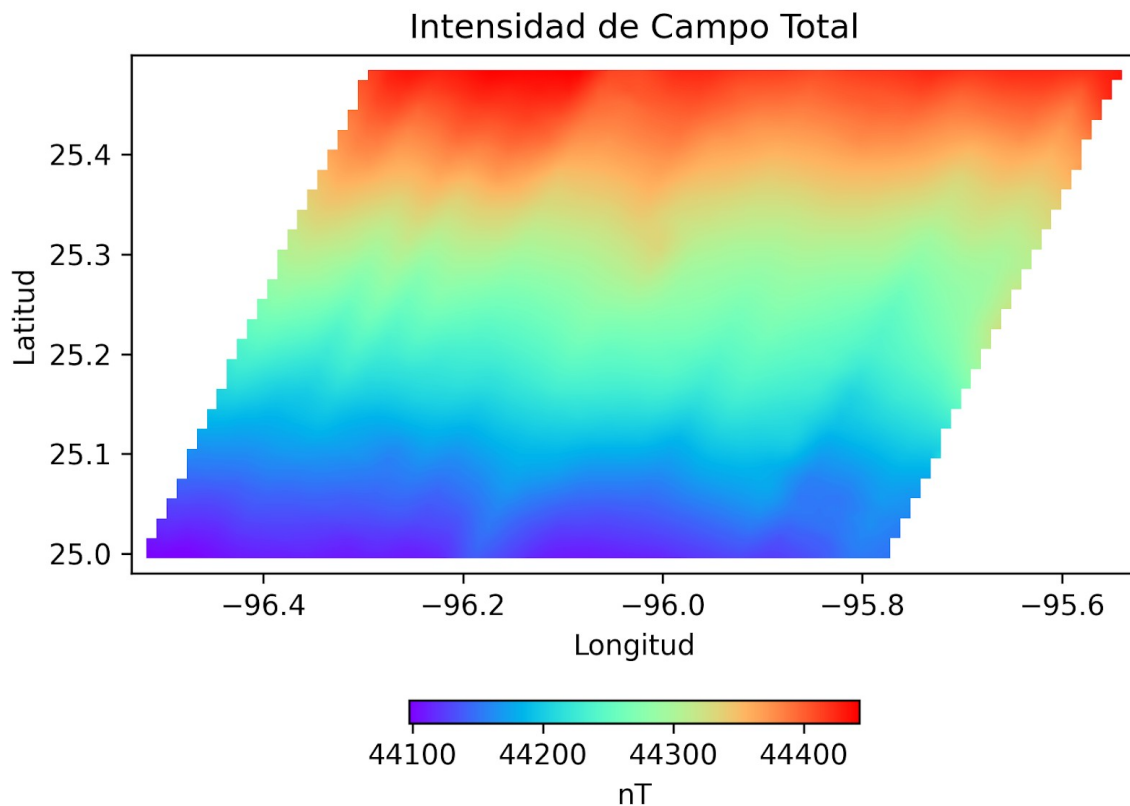


Figura 20. Carta de intensidad de campo total en el bloque P2B. Los colores fríos indican valores de campo geomagnético menores y los colores cálidos indican valores de campo geomagnético mayores.

4.1. Reducción por IGRF

Los valores del campo geomagnético del *IGRF* para las fechas y latitudes del bloque P2B son del orden de $\sim 44,000$ nT. Estos valores son restados de los valores medidos para

iniciar su reducción y obtener inicialmente los valores de las anomalías magnéticas. La carta en la Figura 21 muestra las anomalías con una tendencia direccional SW-NE dominante, sin embargo, una región circular de valores bajos es exhibida en el sector NE. Se observa un bandado o textura que se asemeja a la geometría que sigue el derrotero de la adquisición. Esta carta inicial presenta los valores de la anomalía entre -60 nT a 30 nT.

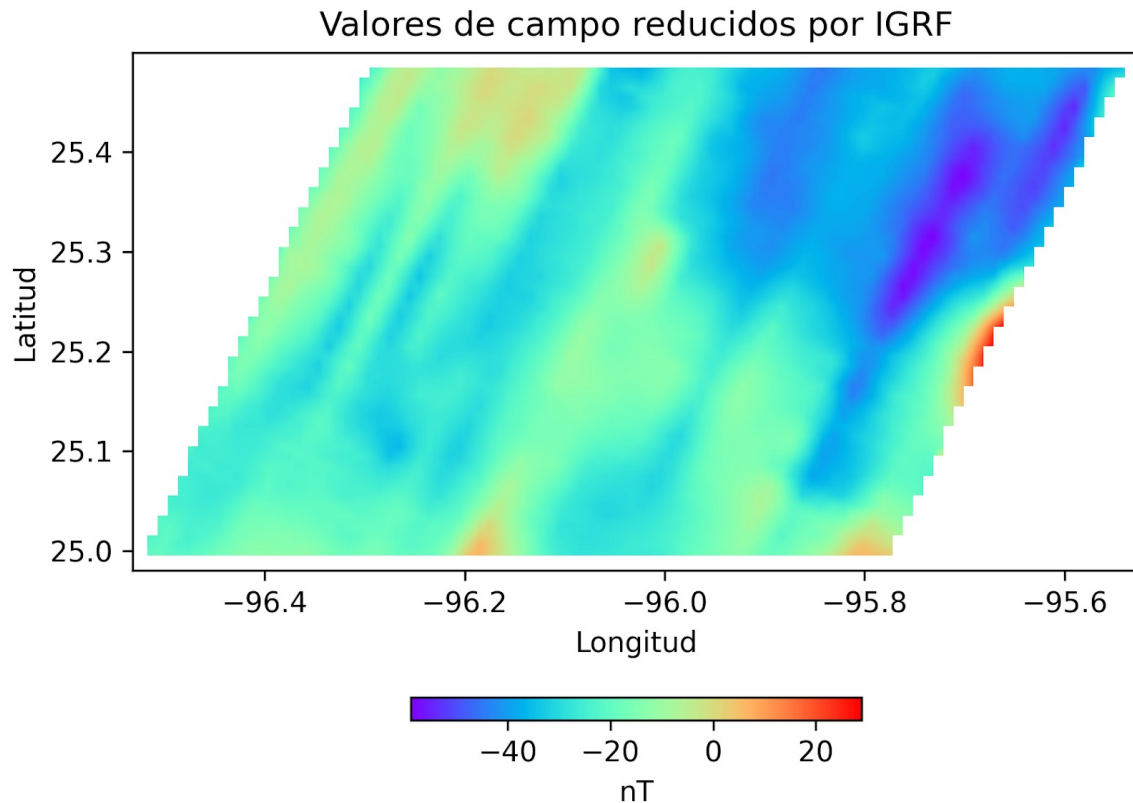


Figura 21. Carta de valores reducidos por IGRF, bloque P2B.

4.2. Reducción por Variación Diurna

Las correcciones por variaciones diurnas en los registros magnéticos son derivadas de los registros magnéticos que mide el Observatorio Magnético de Teoloyucan del Servicio Magnético en la UNAM (<https://magnetico.geofisica.unam.mx/>). Las series de tiempo de estos registros corresponden a los días del levantamiento magnético (12 al 16 de julio de 2016) en el bloque P2B (Figura 22). El registro del observatorio en los cinco días presenta valores entre los 40,500 y 40,600 nT. Los registros en la Figura 23 muestran estas series temporales reducidas aplicándole el IGRF y con el valor promedio

para eliminar el desvío temporal. Como se puede observar, las series conservan sus formas, no obstante, el rango de los valores es reducido entre -25 nT a 25 nT.

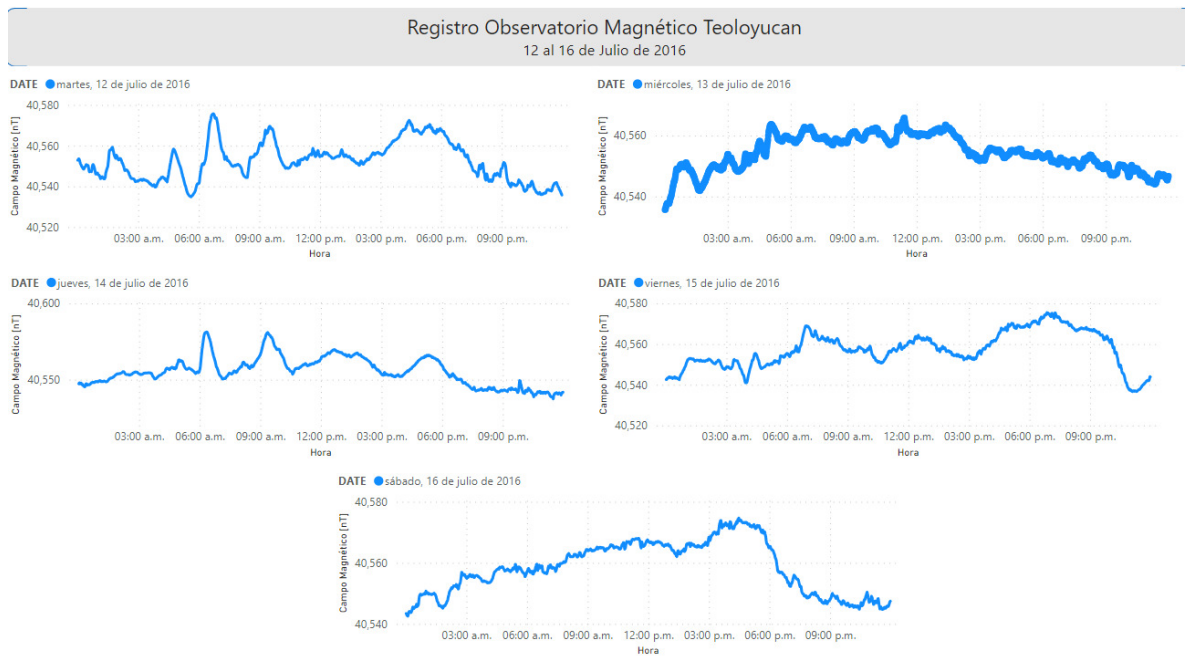


Figura 22. Registros magnéticos del Observatorio magnético de Teoyucan del 12 al 16 de julio de 2016.

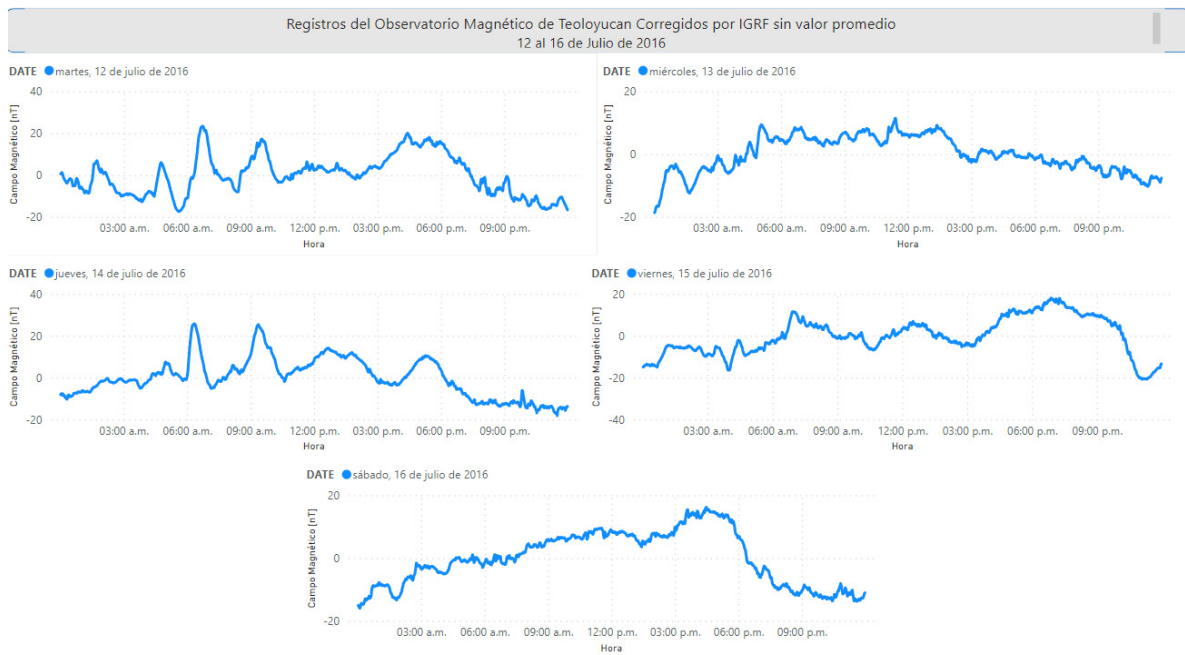


Figura 23. Registros magnéticos del Observatorio magnético de Teoyucan reducidos por IGRF y sin valor promedio, del 12 al 16 de julio de 2016.

Las Figuras 24 y 25 muestran las gráficas de los registros marinos de día con su ajuste polinomial (gráficas inferiores) que se realizó a las series de tiempo para estimar el efecto de la variación diurna; además muestran gráficas de los valores reducidos por IGRF (gráficas superiores) y reducidos por variación diurna (gráficas en medio) del bloque P2B. Ambas figuras exhiben la misma forma de las series temporales, cambiando únicamente la escala de los valores.

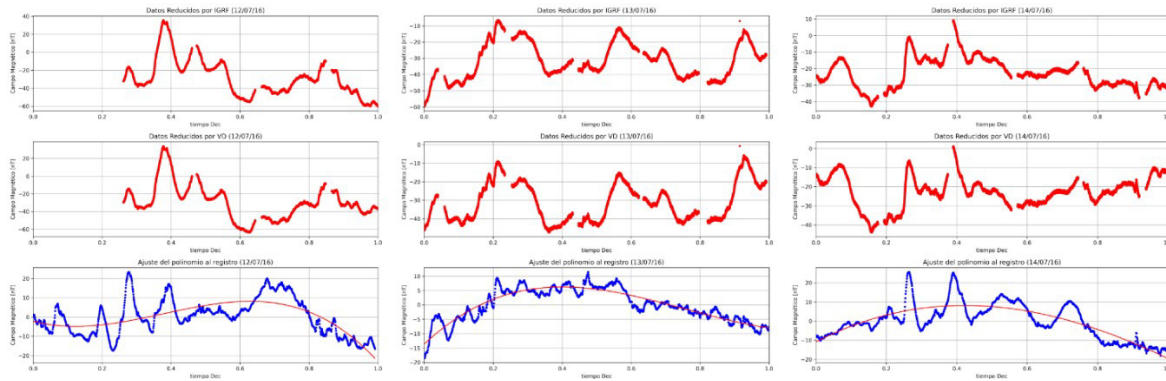


Figura 24. Gráficas para los días 12, 13 y 14 de julio de 2016. Arriba: valores de campo reducidos por IGRF. Medio: valores de campo reducidos por variación diurna. Abajo: ajuste polinomial a los registros del Observatorio magnético de Teoloyucan. La hora está en formato decimal (i.e. 0 son las 00:00:00 horas y 1.0 son las 24:00:00 horas).

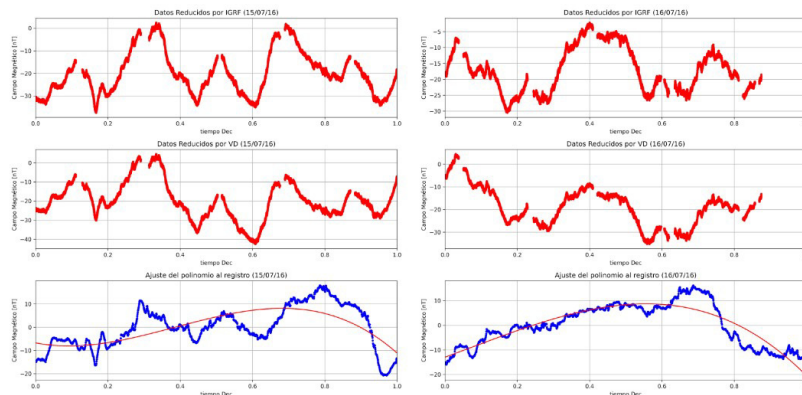


Figura 25. Gráficas para los días 15 y 16 de julio de 2016. Arriba: valores de campo reducidos por IGRF. Medio: valores de campo reducidos por variación diurna. Abajo: ajuste polinomial a los registros del Observatorio magnético de Teoloyucan. La hora está en formato decimal (i.e. 0 son las 00:00:00 horas y 1.0 son las 24:00:00 horas).

Al reducir el efecto de las variaciones diurnas, los valores magnéticos reducidos son integrados a una carta georreferenciada de las anomalías magnéticas (Figura 26). En general, esta carta exhibe un sesgo en la geometría de las anomalías magnéticas presentes en el bloque P2B con valores entre los -60 nT a 25 nT. Además, como se

observa en la Figura 26, la carta de anomalías magnéticas presenta un lineamiento con direcciones SW-NE, la cual es considerada ser un artefacto de adquisición.

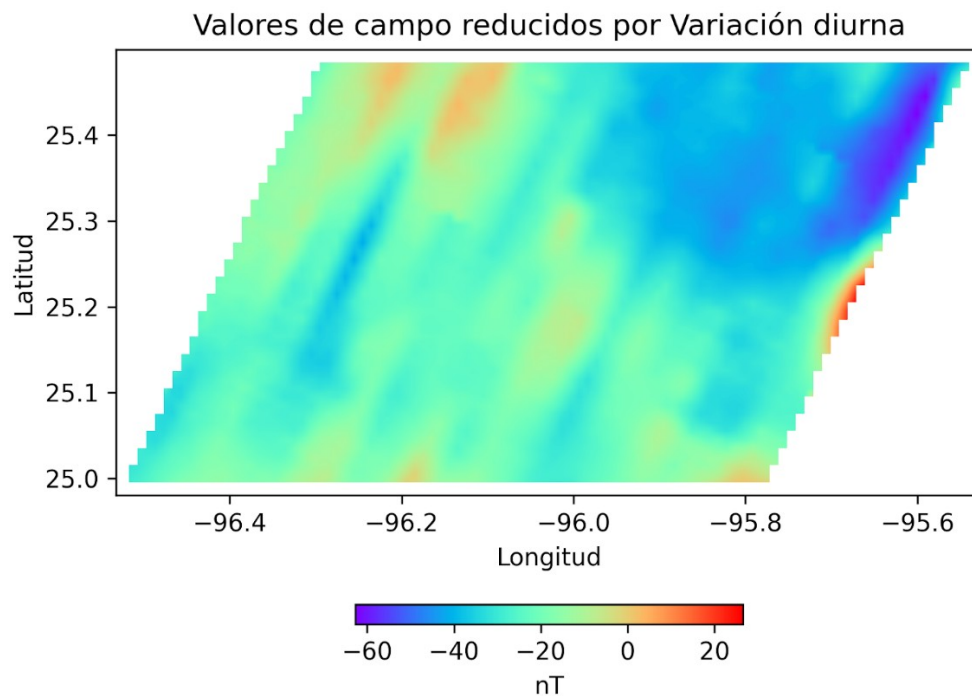


Figura 26. Carta de valores reducidos por variación diurna, bloque P2B.

4.3. Reducción por Rumbo

Para realizar la reducción por rumbo, valores de un círculo de calibración (Figura 27) obtenido en la campaña oceanográfica Sigsbee 11 es utilizado. Después de su reducción por IGRF y variación diurna (Figura 28), los valores del círculo de calibración son graficados en función del rumbo del buque que se muestra en la Figura 29; estos valores son normalizados respecto al cero, conservando la amplitud original (Figura 30).

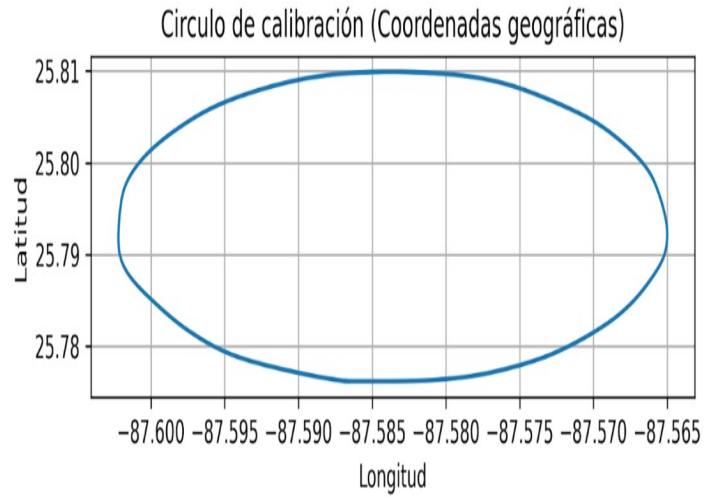


Figura 27. Círculo de calibración adquirido en la campaña Sigsbee 11.

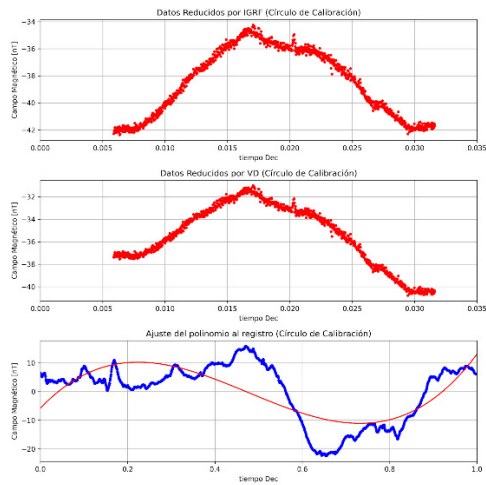


Figura 28. Gráfica del círculo de calibración. Arriba: valores de campo reducidos por IGRF. Medio: valores de campo reducidos por variación diurna. Abajo: ajuste polinomial a los registros del Observatorio magnético de Stennis. La hora está en formato decimal (i.e. 0 son las 00:00:00 horas y 1.0 son las 24:00:00 horas).



Figura 29. Registro magnético del círculo de calibración, reducido por IGRF y variación diurna, en función del rumbo del buque.

Los valores normalizados y en función del rumbo son ajustados por mínimos cuadrados para obtener las constantes de la ecuación en Bullard and Mason (1961) (Figura 30). A partir de sus constantes estimadas (curva naranja en la Figura 30), el efecto inducido por la embarcación es inferido para cualquier rumbo con el que navegue el buque.

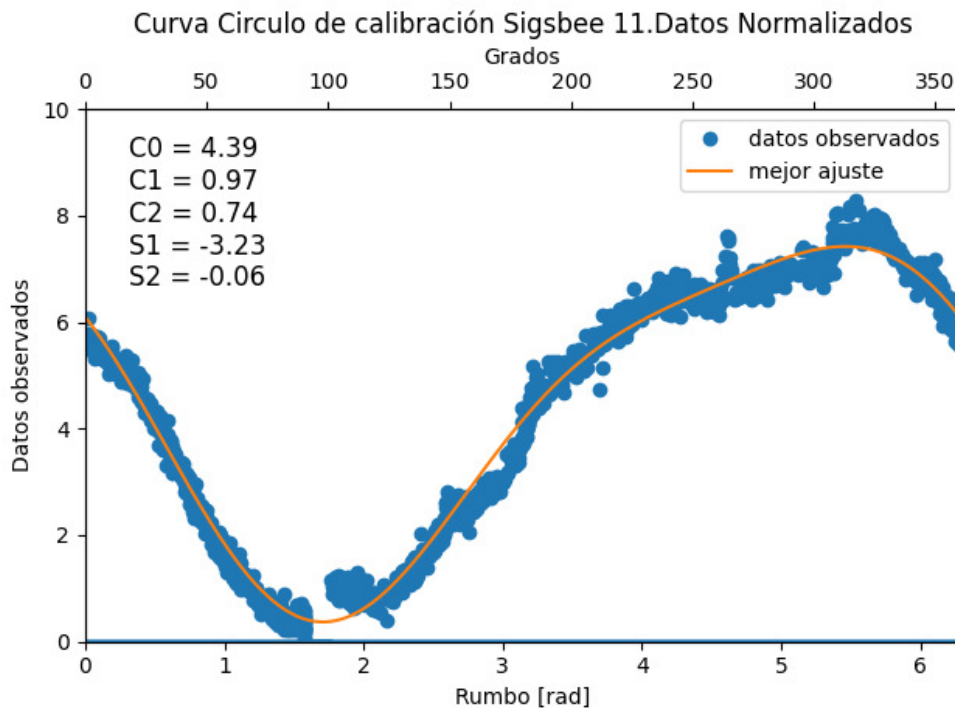


Figura 30. Constantes obtenidas al ajustar los datos a la ecuación de Bullard and Mason (1961). En azul se observan los valores de campo reducidos y normalizados; en naranja se observa la curva obtenida con el ajuste por mínimos cuadrados; y en la esquina superior izquierda se muestran las constantes de la ecuación de Bullard and Mason (1961).

La Figura 31 muestra el efecto de rumbo inducido por el buque. La adquisición de los perfiles magnéticos con dirección NE-SW (con rumbo de 22 grados) tienen un efecto de aproximadamente 4 nT; mientras que para los perfiles con dirección SW-NE (con rumbo de 203 grados) su efecto de rumbo es de aproximadamente 5 nT. La Figura 32 muestra las anomalías magnéticas corregidas por el efecto de rumbo. Aun después de aplicar la reducción por rumbo, la carta presenta la huella de adquisición.

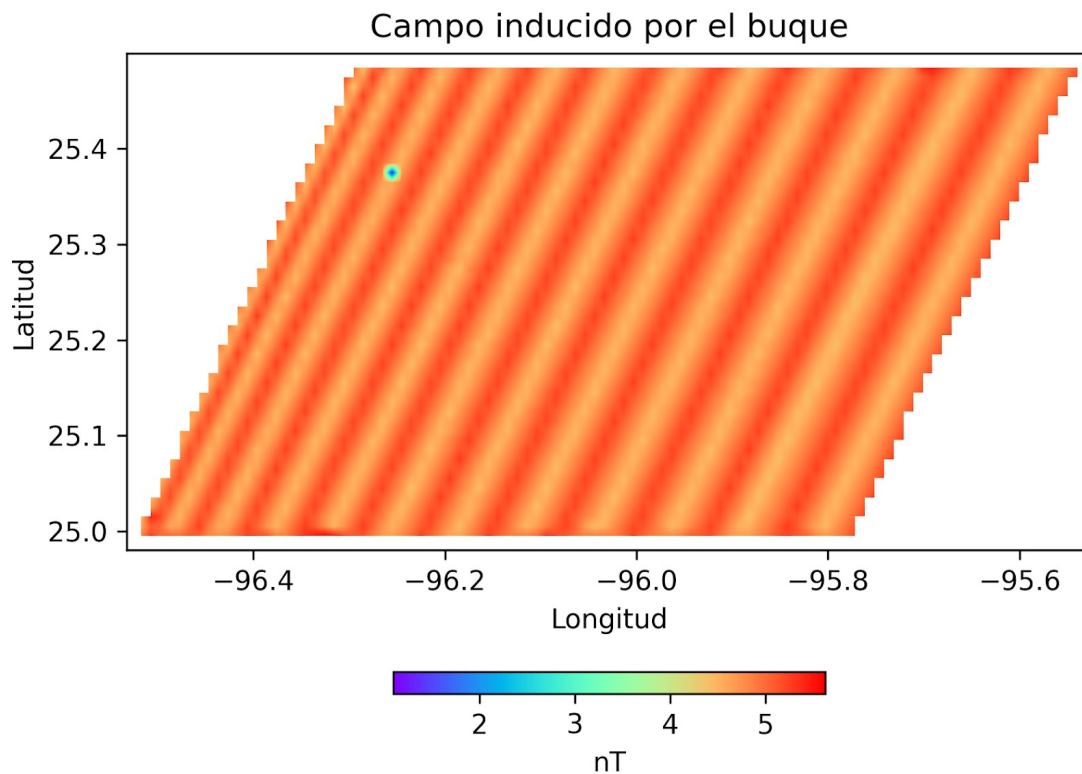


Figura 31. Carta del campo magnético inducido por el buque. Los valores fueron inferidos con la ecuación de Bullard and Mason (1961) y con las constantes obtenidas del ajuste por mínimos cuadrados.

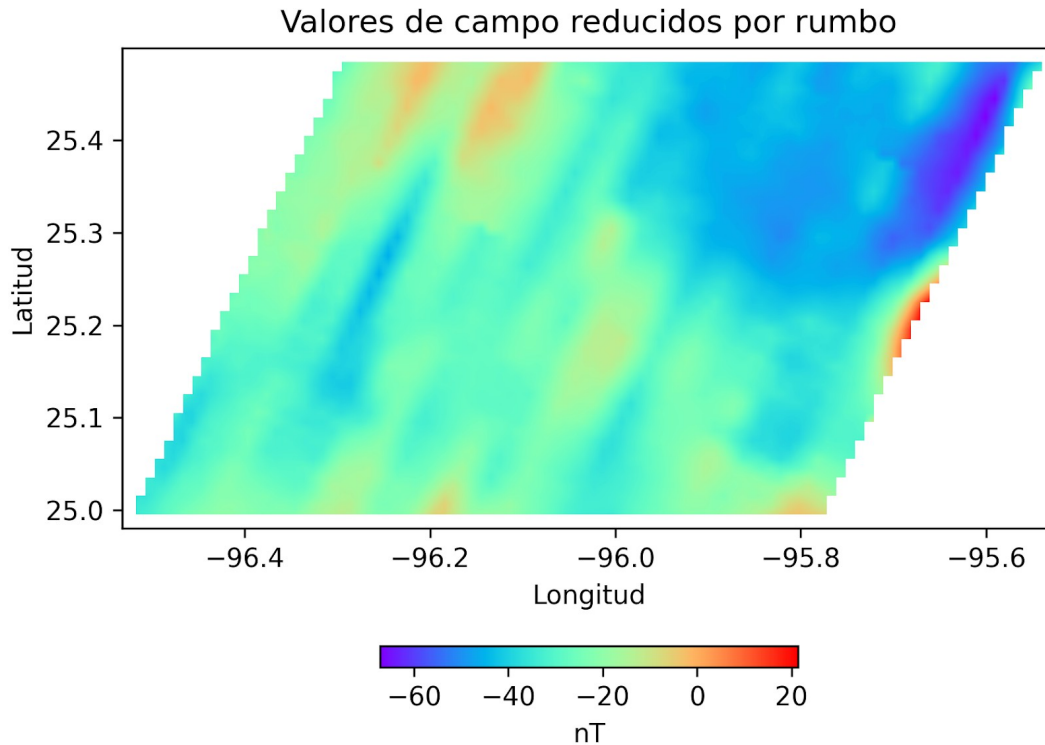


Figura 32. Carta de valores reducidos por rumbo, bloque P2B.

4.4. Huella del levantamiento

La huella del levantamiento que preserva la geometría de la adquisición en los estudios magnéticos marinos comúnmente es originada por el rumbo del buque en relación con el presente campo geomagnético. Sin embargo, en este trabajo no fue posible reducir completamente el efecto usando el método de Bullard and Mason (1961), por lo que este efecto es considerado que este asociado a otros factores que se desconoce como inciden en las mediciones.

La Figura 32 claramente muestra el patrón corrugado de la huella de adquisición en el bloque P2B. Este patrón exhibe el desfase entre los valores de las anomalías magnéticas de los perfiles vecinos. Para eliminar este patrón de las anomalías, la distribución de las profundidades del sensor a la superficie del mar (Figura 33) y la intensidad de la señal del magnetómetro (Figura 34) a lo largo de los perfiles fueron examinados para ver si influían de manera significativa en el patrón de adquisición.

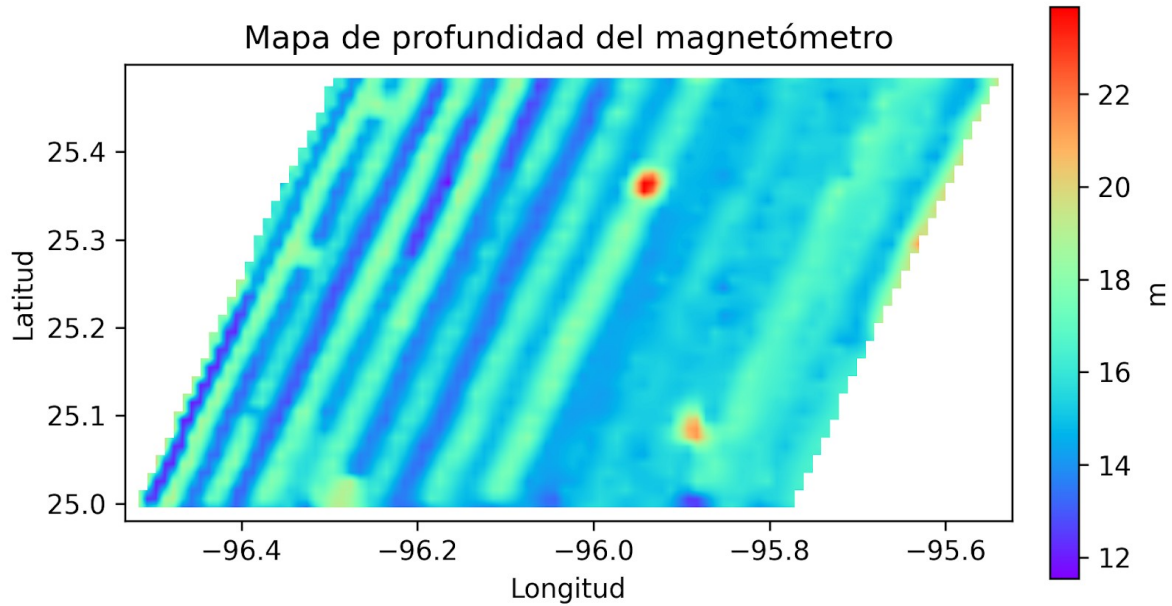


Figura 33. Carta de las profundidades del magnetómetro (medidas desde la superficie del mar) en el bloque P2B.

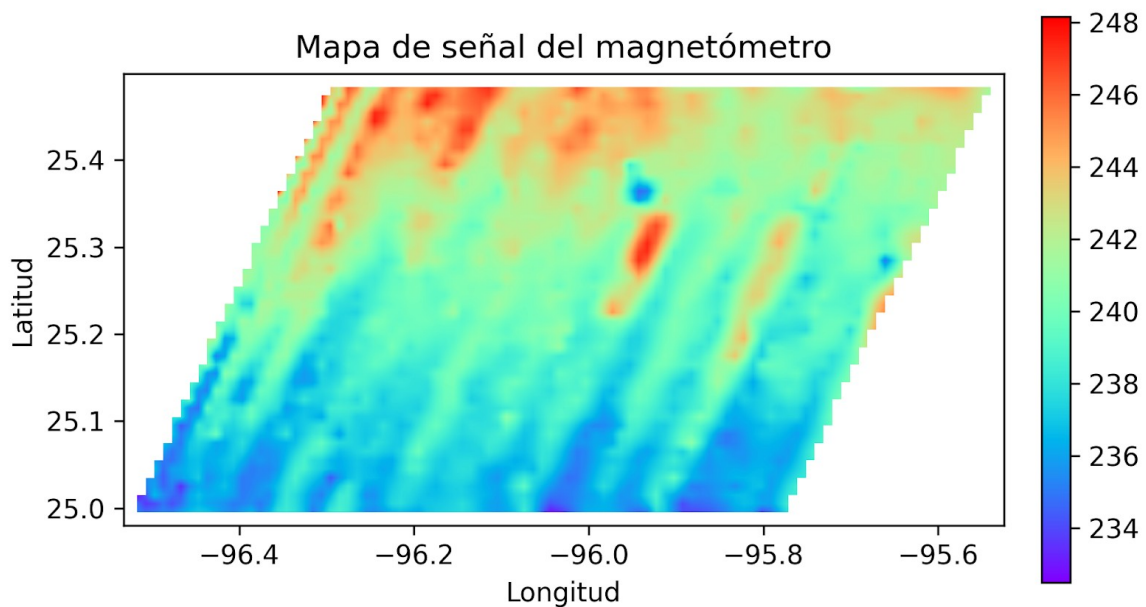


Figura 34. Carta de intensidad de la señal del magnetómetro en el bloque P2B.

En la Figura 33, las profundidades del magnetómetro presentan valores distintos dependiendo del rumbo que navegó el buque. En el sector occidental del bloque P2B, los perfiles 1 a 16 tienen profundidades contrastantes entre perfiles vecinos; la profundidad del magnetómetro es de 20 m cuando el buque navegó con dirección SW-NE y de 11 m cuando se navegó con dirección NE-SW. Mientras que, los perfiles 17 a 25

en el sector oriental no presentan diferencias significativas en sus profundidades, teniendo un valor promedio de 15 m de profundidad, con excepción de los perfiles 22 y 25 con profundidades a ~20 m.

Comparando la carta de anomalía magnética (Figura 32) con la carta de profundidad del magnetómetro (Figura 33), existe una dependencia de la profundidad con el patrón exhibido. En el sector occidental donde la huella es mayor en las anomalías, los valores de las profundidades varían ~ 9 m entre perfiles vecinos. Mientras que, en el sector oriental, donde la huella es menos evidente y las profundidades del magnetómetro no tienen una variación significativa.

Por otro lado, la carta de intensidad de la señal en el magnetómetro también exhibe un contraste entre perfiles (Figura 34). Sin embargo, la característica más significativa es los bajos valores en la intensidad, con rangos entre 232 a 248. Considerando estos valores bajos, las mediciones magnéticas realizadas están en los límites inferiores de ser confiables como lo especifica el manual del magnetómetro G877 de Geometrics.

La Figura 35 despliega una comparación de la carta de anomalías magnéticas con los registros de profundidad e intensidad en la señal del magnetómetro a lo largo de cada uno de los perfiles magnéticos. La figura muestra la dependencia del patrón de adquisición con las profundidades del magnetómetro, afectando singularmente el patrón de las anomalías, donde la carta de profundidades tiene valores contrastantes entre los perfiles 1 al 16, 22 y 25; mientras la figura exhibe en los perfiles restantes (del 17 a 21, 23 y 24) un patrón en las anomalías menos marcado, donde las profundidades no presentan variación significativa.

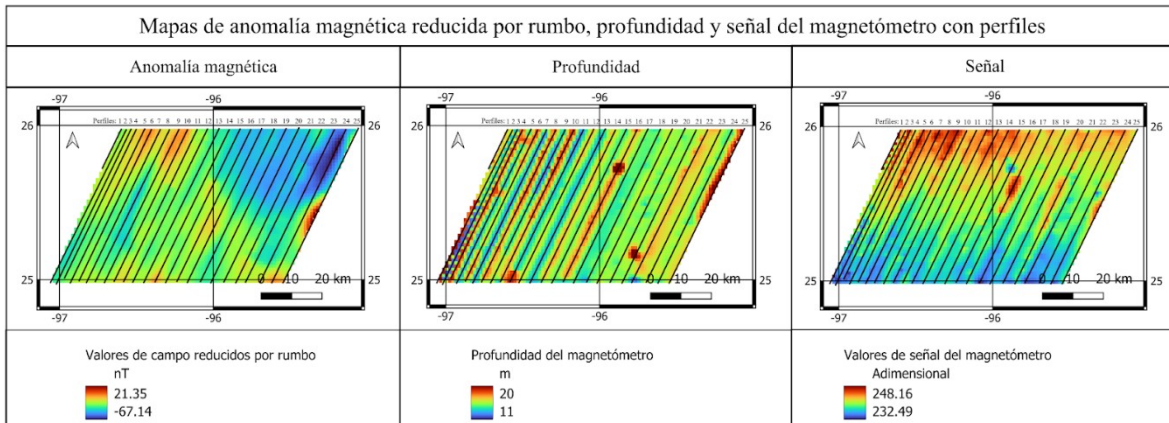


Figura 35. Izquierda: carta de anomalías magnéticas reducidas por rumbo; centro: carta de profundidades del magnetómetro; derecha: carta de intensidad de señal del magnetómetro. Sobre las tres cartas se ubican los perfiles de adquisición.

Agregando que no solo la profundidad y la intensidad de señal del magnetómetro inciden en la estimación de las anomalías, también influyen las imprecisiones en las variaciones diurnas usadas. Maus et al., (2007) considera que los patrones exhibidos con las huellas de la geometría del levantamiento también inciden por el uso de registros de variaciones diurnas no ocurrientes en el área de adquisición, introduciendo sesgos en las anomalías reducidas. Esto pudo haber ocurrido en el registro del levantamiento en Perdido 2, ya que la variación fue registrada en el Observatorio Magnético de Teoloyucan, Estado de México, a una distancia de más de 700 km, por lo que se considera que los registros que se usaron para remover las variaciones diurnas no sean representativos a las variaciones que ocurrieron en el área de estudio.

Aun así, el objetivo subsecuente es el remover de las anomalías obtenidas el patrón expuesto, para esto es aplicado un filtro coseno direccional en el dominio de los números de onda. La Figura 36 muestra las anomalías en una carta de coordenadas geográficas UTM, con referencia al origen en la esquina inferior izquierda y teniendo un área rectangular con la extrapolación de valores para rellenar las ventanas carentes de registros (esquinas NW y SE). El espectro de las anomalías en números de onda muestra en la Figura 37. Las amplitudes son exhibidas en escala logarítmica para mejorar la visualización de estas. El origen del espectro centrado exhibe una amplitud más alta de ~ 8 ; también 9 lineamientos son exhibidos con pendiente positiva, y dos lineamientos sobre el eje x e y . Solo un lineamiento con pendiente negativa pasa sobre el origen. Todos

los lineamientos tienen amplitudes de ~ 4 y el resto del espectro tiene valores de amplitud de ~ 2.5 . Los números de onda que coinciden con el lineamiento que pasan sobre el origen, con pendiente negativa y de amplitud ~ 4 , representa el patrón de adquisición que se observa en el dominio espacial (Figura 36).

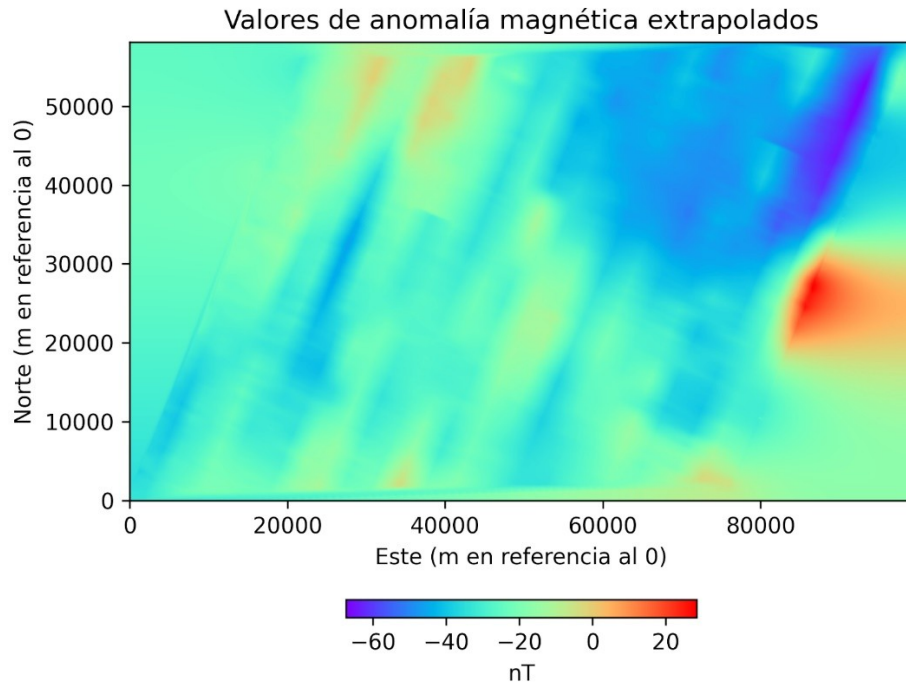


Figura 36. Carta de anomalías magnéticas extrapoladas. La extrapolación se realizó para rellenar los espacios faltantes en la matriz rectangular y transformarla al dominio de Fourier.

Espectro de números de onda de las anomalías magnéticas

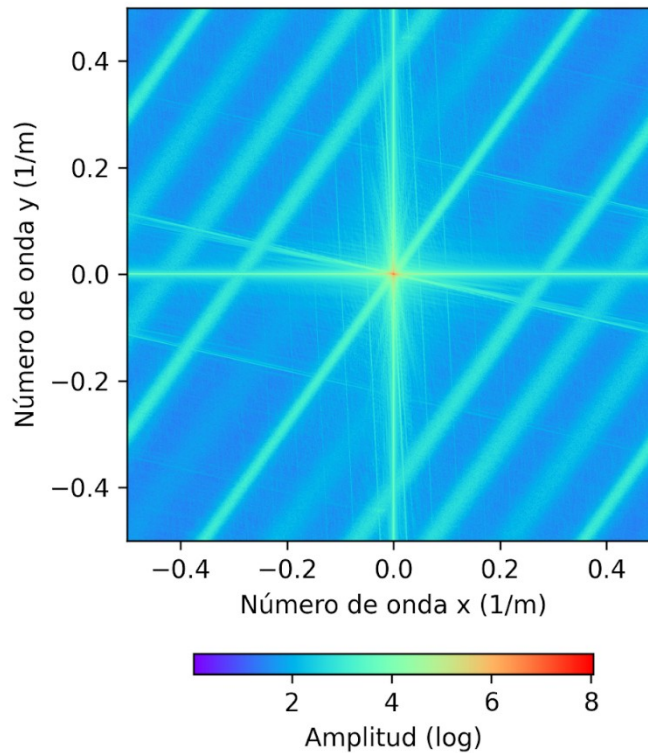


Figura 37. Espectro de números de onda de las anomalías magnéticas reducidas por rumbo. La amplitud se muestra en escala logarítmica para mejorar la visualización de los detalles.

El espectro de las anomalías magnéticas fue filtrado usando el espectro de números de onda del filtro coseno direccional (Figura 38), con un grado 2 y rumbo de 0.2 radianes. Las componentes de números de onda que coinciden con el lineamiento de pendiente negativa pasan y el resto de las componentes son atenuadas. En teoría, el filtro toma como argumento el valor del rumbo del derrotero (0.4 radianes para los perfiles en P2B). Sin embargo, el valor que mostró los mejores resultados tiene un valor de rumbo de 0.2 radianes, y coincide con el lineamiento de pendiente negativa en el espectro de las anomalías magnéticas.

Espectro del Filtro Coseno Direccional. $n = 2$, $\alpha = 0.2$

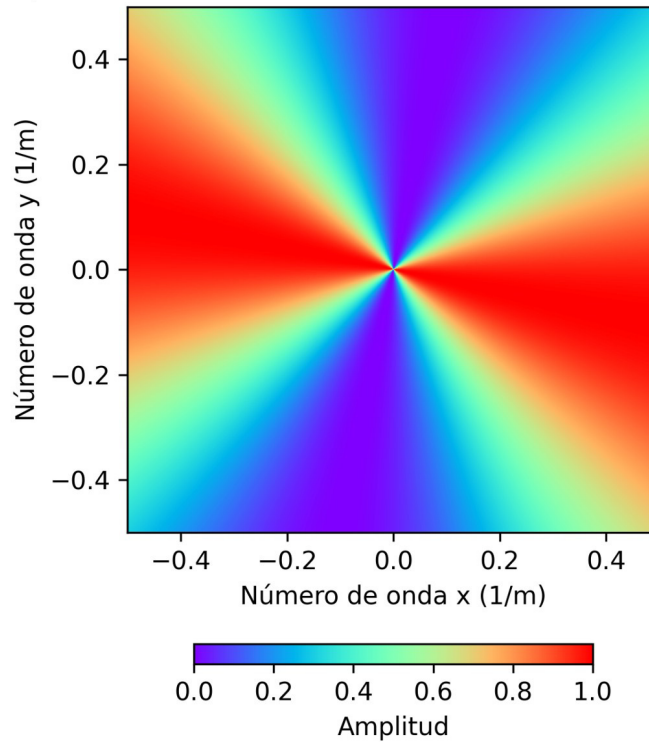


Figura 38. Espectro de números de onda del filtro coseno direccional. Su usó un grado del coseno igual a 2 y una dirección de 0.2 radianes.

Subsecuentemente, el espectro es transformado al dominio del espacio y los valores obtenidos corresponden a la huella del levantamiento en la Figura 39. El filtro coseno direccional aísla los números de onda que representan el patrón de adquisición. La carta en la Figura 39 muestra lineamientos acentuados en dirección SW-NE con rango de valores entre ~ -50 nT y 10 nT. Estos valores fueron restados de las anomalías magnéticas reducidas por rumbo. El resultado de este filtrado son anomalías magnéticas sin el efecto de la huella de adquisición (Figura 40). Validando este resultado del filtrado, la Figura 41 despliega el espectro de números de onda de las anomalías magnéticas sin la huella del levantamiento, donde claramente las componentes del patrón fueron atenuadas.

La carta de anomalías en la Figura 40 presenta valores entre ~ -20 nT y ~ 20 nT. La aplicación del filtro para remover la huella de adquisición tiene desventajas, ya que el filtrado introduce efectos de borde y ruido en la carta de anomalías magnéticas. Además, puede remover información contenida en los números de onda de la banda

atenuada. No obstante, el objetivo de esta tesis está enfocado a las anomalías regionales profundas.

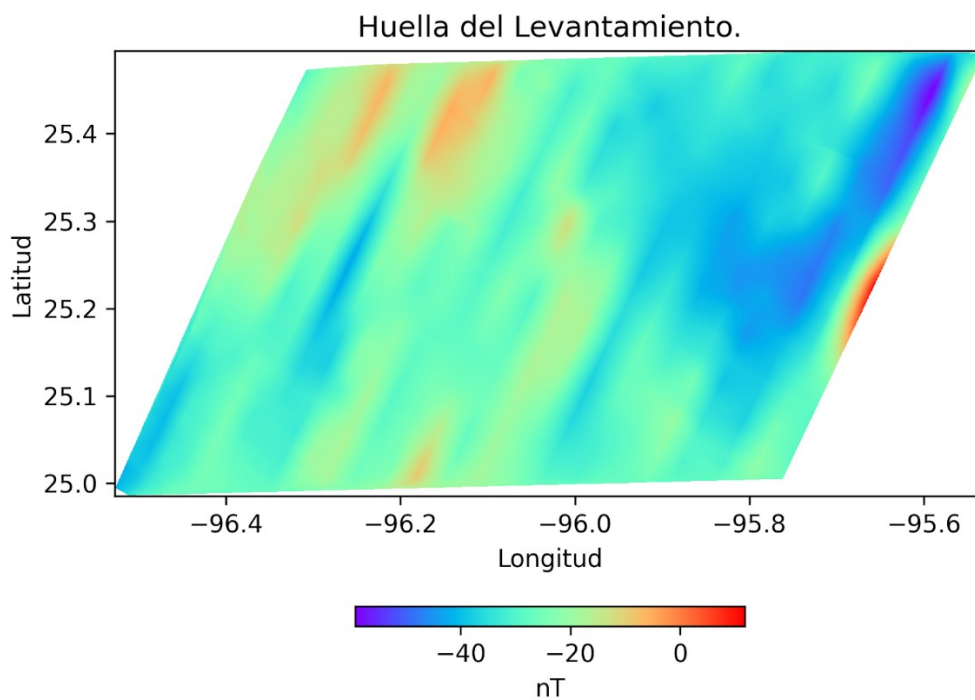


Figura 39. Huella del levantamiento en el bloque P2B. Se obtuvo al aislar las componentes direccionales de los números de onda con el filtro coseno direccional.

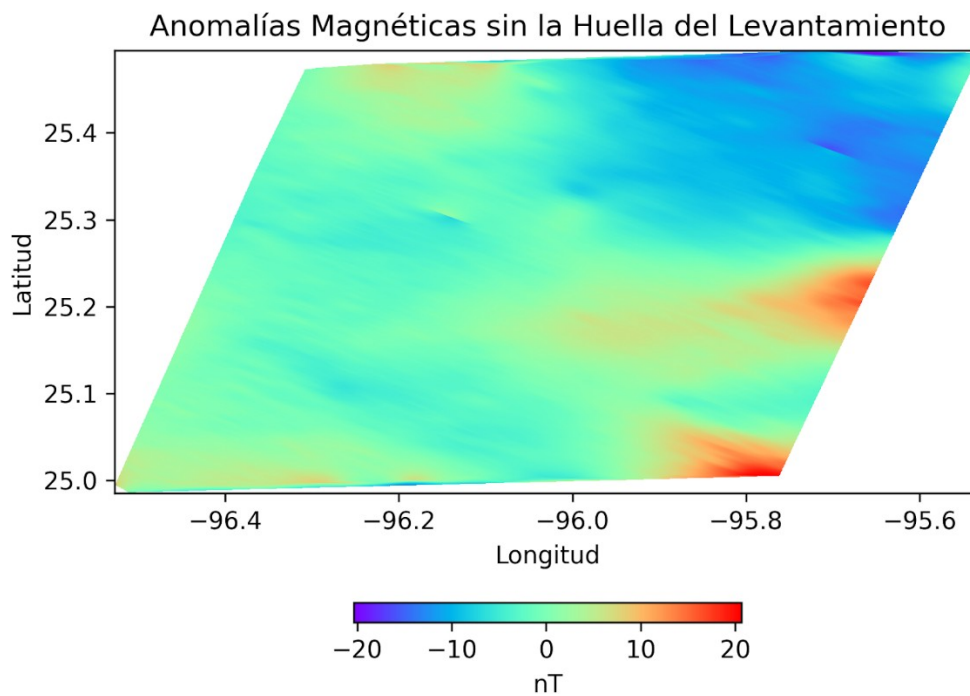


Figura 40. Carta de anomalías magnéticas sin el efecto de la huella del levantamiento, bloque P2B.

Espectro de Anomalías Magnéticas sin la Huella del Levantamiento

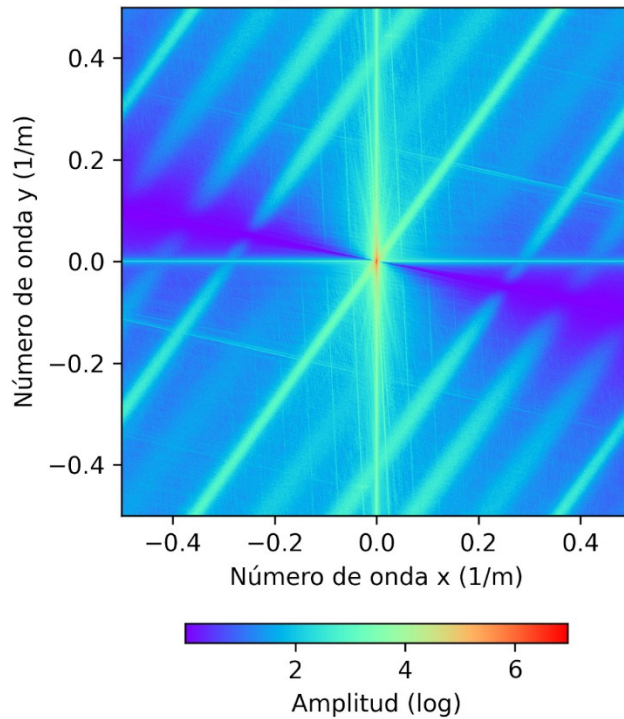


Figura 41. Espectro de números de onda de las anomalías magnéticas sin la huella del levantamiento.

La Figura 42 muestra una comparación entre los resultados obtenidos al aplicar el filtro a los valores no reducidos por rumbo (Figura 42a) y las anomalías reducidas con la aplicación de la metodología de Bullard y Mason (1961) con el filtro (Figura 42b). Esta Figura 42 muestra que las geometrías y valores de las anomalías magnéticas no presentan cambios significativos al aplicar el filtrado direccional sin haberse corregido por el efecto de rumbo.

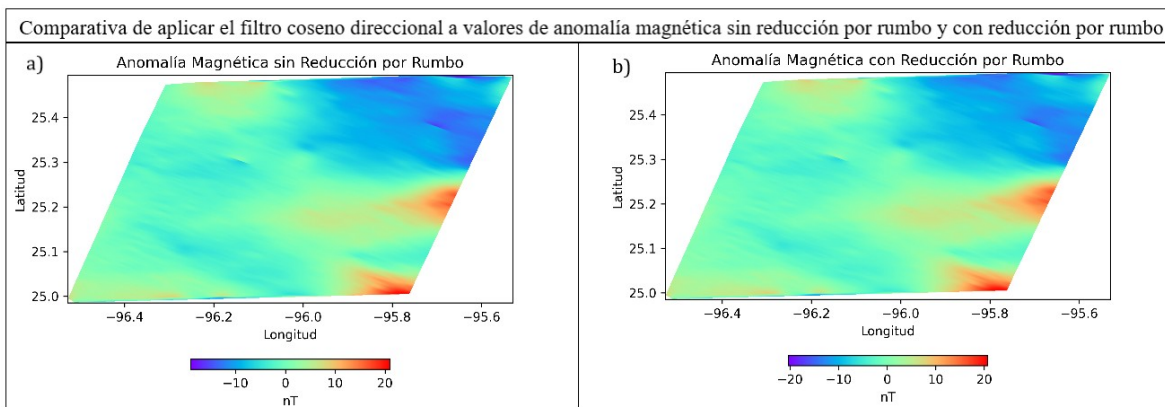


Figura 42. Comparativa de aplicar el filtrado a anomalías sin reducción por rumbo (42a) y con reducción por rumbo (42b).

4.5. Reducción al Polo

La ubicación del bloque P2B está entre las latitudes 25°N y 25.5°N, donde el efecto de la inclinación magnética no distorsiona de manera significativa a las anomalías. Sin embargo, tampoco es completamente despreciable por lo que se consideró realizar la reducción al polo. Para esto, las coordenadas del punto central del bloque (25.25°N, -96.1°W) son elegidas para obtener la inclinación y declinación de los vectores de magnetización representativos del bloque P2B, utilizando la aplicación de la NOAA (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml>). Para la fecha de la adquisición marina con las coordenadas dadas, la inclinación es de 54.2454° y la declinación es de 3.225°. Con estas coordenadas, el espectro de la reducción al polo es obtenido (Figura 43).

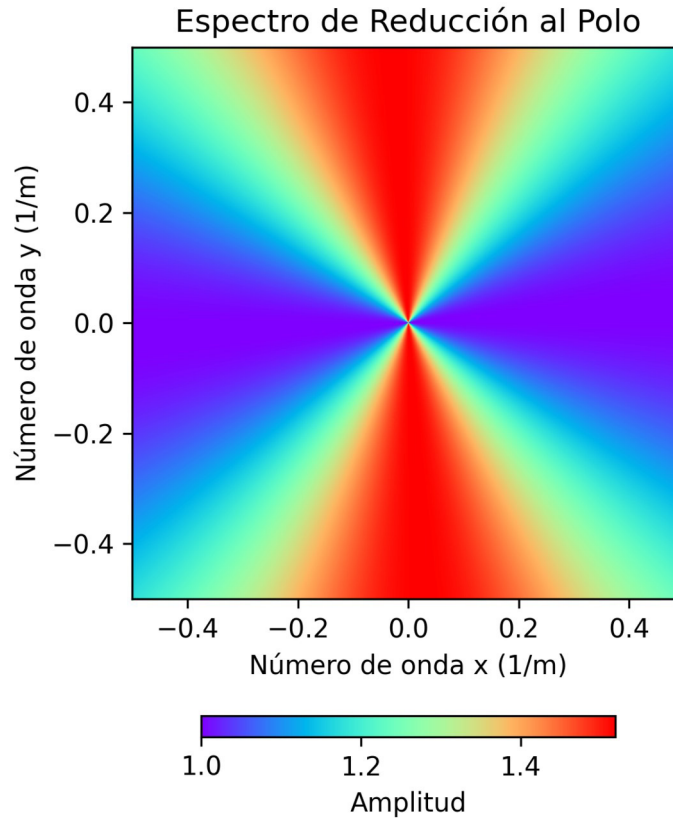


Figura 43. Espectro de números de onda del filtro de reducción al polo. Declinación de 3.225° e inclinación de 54.2454° .

La Figura 44 muestra las anomalías magnéticas reducidas al polo, en donde la escala de intensidad de magnetización de las anomalías cambia al aplicarse la reducción al polo, de los -20 nT a 25 nT. Las anomalías positivas que se localizaban al centro del bloque ahora están alineadas en dirección SE-NW.

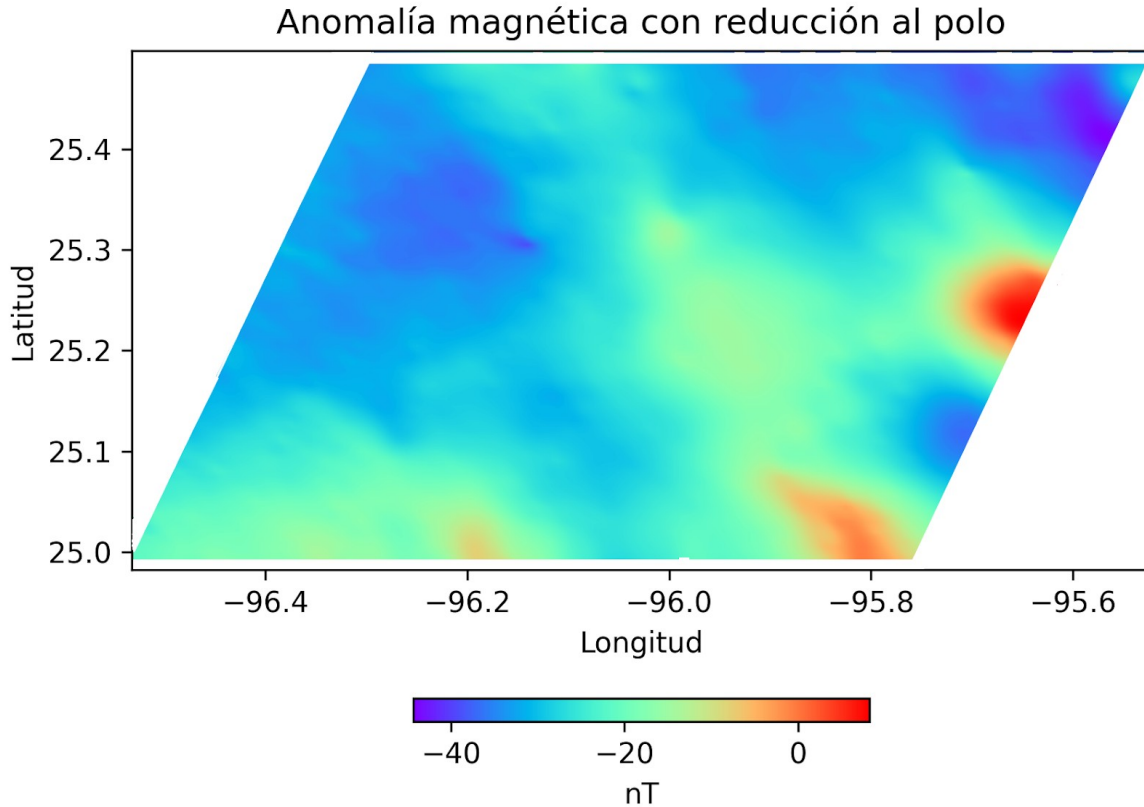


Figura 44. Carta de anomalías magnéticas reducidas al polo, bloque P2B.

4.6. Correspondencia entre las anomalías magnéticas regionales y Perdido 2B

El regional de las anomalías magnéticas en el margen del golfo fueron extraídas del *EMAG 2* (*Earth Magnetic Anomaly Grid, versión 2*), que es el conjunto de datos de las anomalías magnéticas en la superficie de la Tierra (Figura 43). *EMAG 2* es resultado de la compilación global de datos satelitales, marinos y aéreos que proporciona una visión sobre la estructura y composición de la corteza terrestre. Este volumen de datos es de libre acceso y puede ser consultado en: <http://geomag.org/models/EMAG>. La resolución de la malla del volumen es de 2 minutos de arco (~ 3.6 km) a una altitud de 4 km sobre el geoide (Maus et al., 2009). El procesamiento para integrar estos datos es explicado ampliamente en Maus et al., (2007) y Maus et al., (2009).

El *EMAG 2* en el *GoM* integra las anomalías magnéticas en las que varios autores que han basado sus interpretaciones del límite de corteza continental y oceánica, referido como *Continental Oceanic Boundary* (*COB* por sus siglas en inglés). De manera general, estás

anomalías se distribuyen geográficamente en la cuenca del *GoM* de la siguiente forma: bajos magnéticos, asociados a corteza oceánica, dominan en el centro de la cuenca; mientras que los altos magnéticos, asociados a corteza continental, rodean a la cuenca (Figura 45).

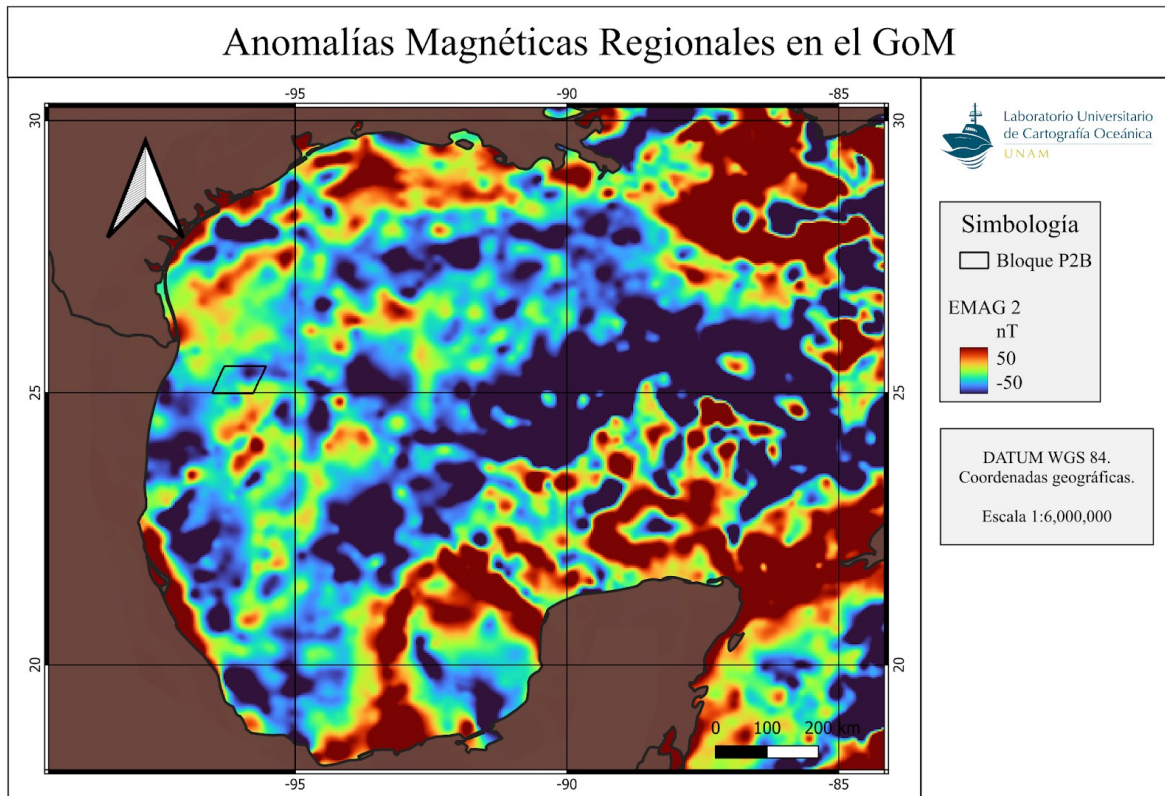


Figura 45. Anomalías magnéticas del EMAG 2 en el GoM. Modificado de Maus et al., (2009).

El bloque P2B en el margen occidental del *GoM* (Figura 46) está enmarcado por dos altos magnéticos del *EMAG 2*, uno al SE (anomalía 1) y el otro al NW (anomalía 2). Ambas anomalías tienen valores hasta ~ 15 nT. La anomalía 1 tiene una geometría irregular con tendencia en dirección SW-NE. Sin embargo, esta anomalía dentro del bloque P2B exhibe una bifurcación con dirección SE-NW. Por otro lado, la anomalía 2 de igual manera tiene una geometría irregular que se extiende hacia el norte, frente a las costas de Texas y dentro de P2B está presente en su margen con tendencia con dirección SW-NE.

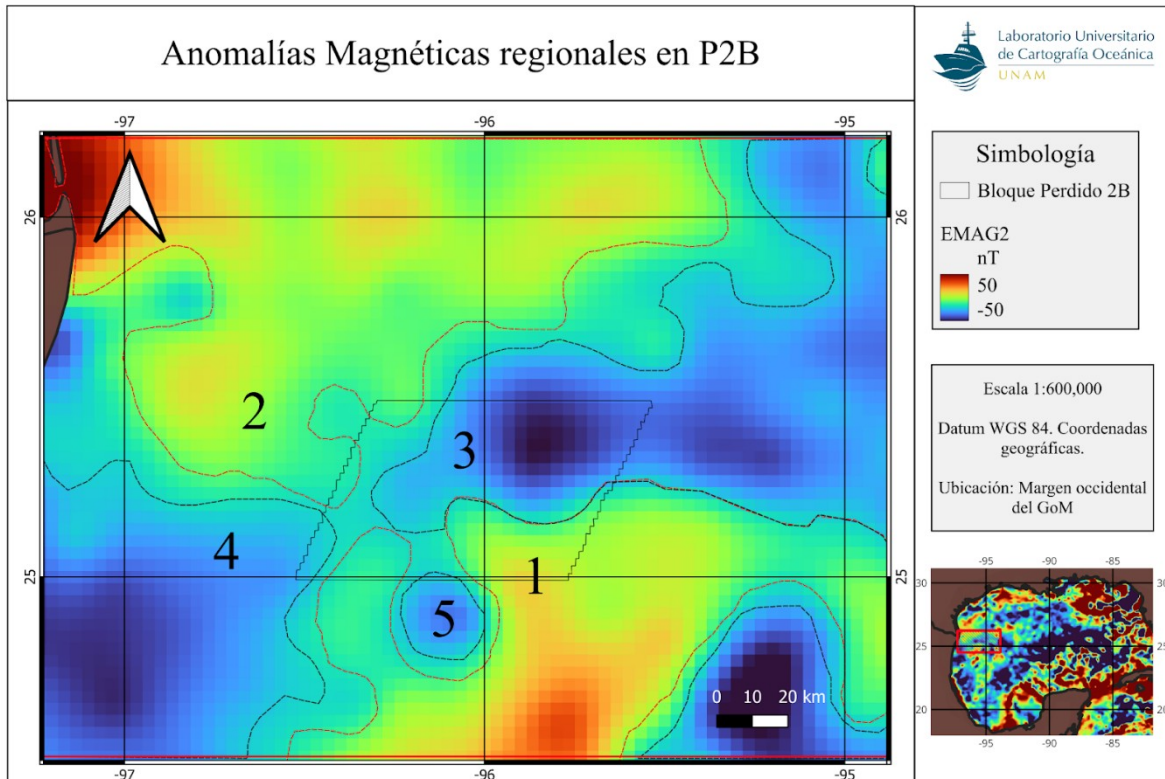


Figura 46. Anomalías magnéticas del EMAG 2 en el bloque P2B. Las líneas punteadas delimitan las principales anomalías (1, 2, 3, 4 y 5).

Además de las anomalías 1 y 2, se observan dos bajos magnéticos (anomalías 3 y 4 en Figura 46) en el regional del *EMAG 2*, con tendencia NE-SW y valores entre -30 nT a -50 nT. Dentro del bloque P2B, la anomalía 3 tiene una geometría circular como parte del bajo magnético regional mientras que la anomalía 4 solo se extiende dentro de la esquina inferior izquierda del bloque P2B. Esta última se prolonga al Oeste hasta las costas de Tamaulipas. Por último, dentro de la anomalía 1 y al sur del bloque P2B, se presenta un bajo magnético de forma circular (anomalía 5) con valores de ~ -40 nT.

Las anomalías magnéticas reducidas al polo del bloque P2B, presentan una resolución más alta (~ 16 m) en comparación con el regional (figura 47). Estas anomalías revelan características con mayor resolución que las del regional del *EMAG 2*. A pesar de la coherencia entre ambos, el rango de los valores del regional y P2B cambia significativamente debido a las diferencias en los métodos de adquisición y procesamiento de los registros.

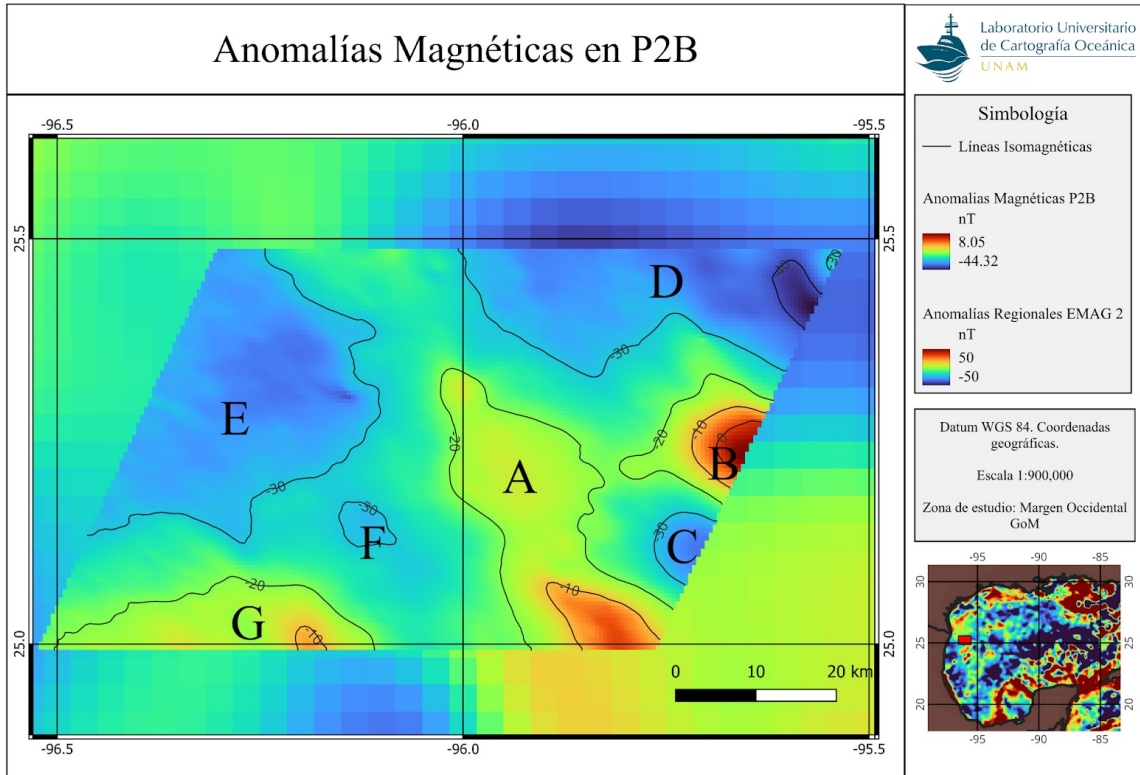


Figura 47. Carta de anomalías magnéticas en P2B. Anomalías magnéticas obtenidas de los registros magnéticos de P2B, sobre el regional EMAG 2. Las líneas negras indican curvas isomagnética, las cuales delimitan a las anomalías A, B, C, D, E, F y G.

La Figura 47 muestra las anomalías magnéticas del bloque P2B sobre el *EMAG*. Es evidente que las anomalías regionales 1 y 2 de la Figura 46 se alinean en el centro del bloque P2B con dirección SE-NW (anomalía A de la Figura 47), manteniendo la misma tendencia que el regional, con valores entre -25 nT a 0 nT. En el margen oriental de P2B, aparecen dos anomalías adicionales que no son evidentes en el *EMAG 2* debido a su resolución (anomalías B y C de la Figura 47). La anomalía B aparece cerca de la latitud 25.2°N, es positiva con valores de hasta ~ 8 nT y tiene geometría semicircular. La anomalía C, situada al sur de la anomalía B, cerca de la latitud 25.1 °N, es negativa con valores de hasta ~ -35 nT y también presenta geometría semicircular.

Por otro lado, la anomalía regional 3 de la Figura 46, que es negativa y de geometría circular, en P2B tiene una geometría irregular y se localiza al NE del bloque (anomalía D en la Figura 47), con valores que oscilan entre los -30 nT y -45 nT. La anomalía

regional 4 en la Figura 46, identificada como anomalía E en la Figura 47, ocupa gran parte del sector occidental del bloque (latitudes entre 25.1°N y 25.5°N, longitudes entre 96.45°W y 96°W). Esta anomalía tiene geometría casi semicircular y toma valores entre -28 nT y -40 nT.

Además, la anomalía regional 5, identificada como anomalía F en la Figura 47, no se exhibe de forma clara dentro del bloque P2B. Sin embargo, se observa un bajo magnético alineado en dirección SE-NW, en la frontera sur del bloque cerca de la longitud 96°W. Por último, la anomalía G en P2B, que forma parte de la anomalía regional 1 en la Figura 46, aparece en la esquina inferior izquierda de P2B con valores entre los -10 nT y -20 nT. Esta anomalía en P2B ocupa un área mayor en comparación con el regional.

4.7. Correspondencia entre las anomalías gravimétricas regionales y las anomalías magnéticas en P2B

Las anomalías de gravedad regionales fueron extraídas del modelo global de altimetría satelital de Sandwell et al. (2014). De este modelo se analiza el conjunto de datos marinos de la anomalía de gravedad (aire libre) en combinación a los datos convertidos que fueron adquiridos en las misiones de los satélites CryoSat-2 y Jason-1 https://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html. Estos datos de gravedad tienen una precisión de ~ 2 mGal para mapear estructuras tectónicas, en particular las cuencas marinas profundas donde se tiene grandes espesores de sedimentos, como es el caso en el margen occidental del *GoM* (Sandwell et al., 2014).

La Figura 48 muestra una carta de las anomalías gravimétricas regionales en la cuenca del Golfo de México, dada por Sandwell et al. (2014), donde alrededor de sus márgenes presenta altos valores gravimétricos que oscilan entre 0 mGal y 111 mGal. Mientras que, en su sector central, la carta exhibe bajos valores que oscilan entre los 0 y -50 mGal. El área donde se ubica el bloque P2B está en una región de anomalía positiva frente a las costas de Tamaulipas. El COB es delineado claramente de estas anomalías por Sandwell et al. (2014) y Filina and Beutel (2022) en los márgenes sur, este y noreste del Golfo. Sin

embargo, las interpretaciones del COB en los márgenes occidente y noroeste de la cuenca tienen localizaciones diversas.

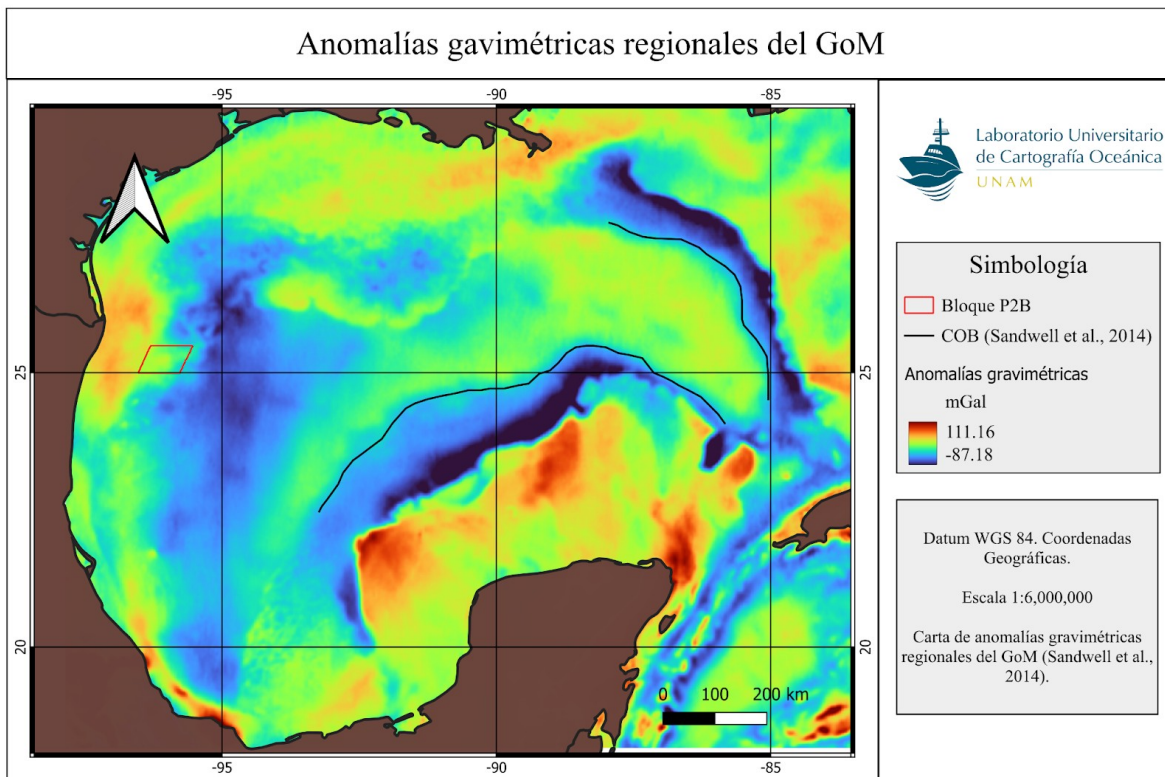


Figura 48. Carta de anomalías gravimétricas regionales en el GoM. Modificado de Sandwell et al., (2014).

En el margen occidental del *GoM*, las anomalías gravimétricas regionales exhiben un decrecimiento gradual en sus valores, desde el continente hacia la planicie abisal de Sigsbee (Figura 49). El área del bloque P2B presenta altos gravimétricos de hasta 58 mGal, desde las costas de Tamaulipas hasta el margen occidental de P2B. El sector central del bloque P2B exhibe valores entre 0 mGal y -40 mGal y hacia la planicie abisal exhibe valores bajos de hasta - 80 mGal.

El bloque P2B presenta valores de anomalías gravimétricas que varían muy poco, solo entre 20 mGal y -20 mGal (Figura 49). En el margen occidental de P2B, las anomalías gravimétricas tienen valores positivos mientras que las anomalías magnéticas E, F y G son negativas (no pasando más de -30 nT). Por otro lado, la anomalía magnética D tiene valores negativos (de - 30 nT a -50 nT) mientras que el regional de gravedad es reducido

a valores negativos. Contrario a esto, los altos magnéticos A y B contrastan con el regional de gravedad, siendo un bajo gravimétrico.

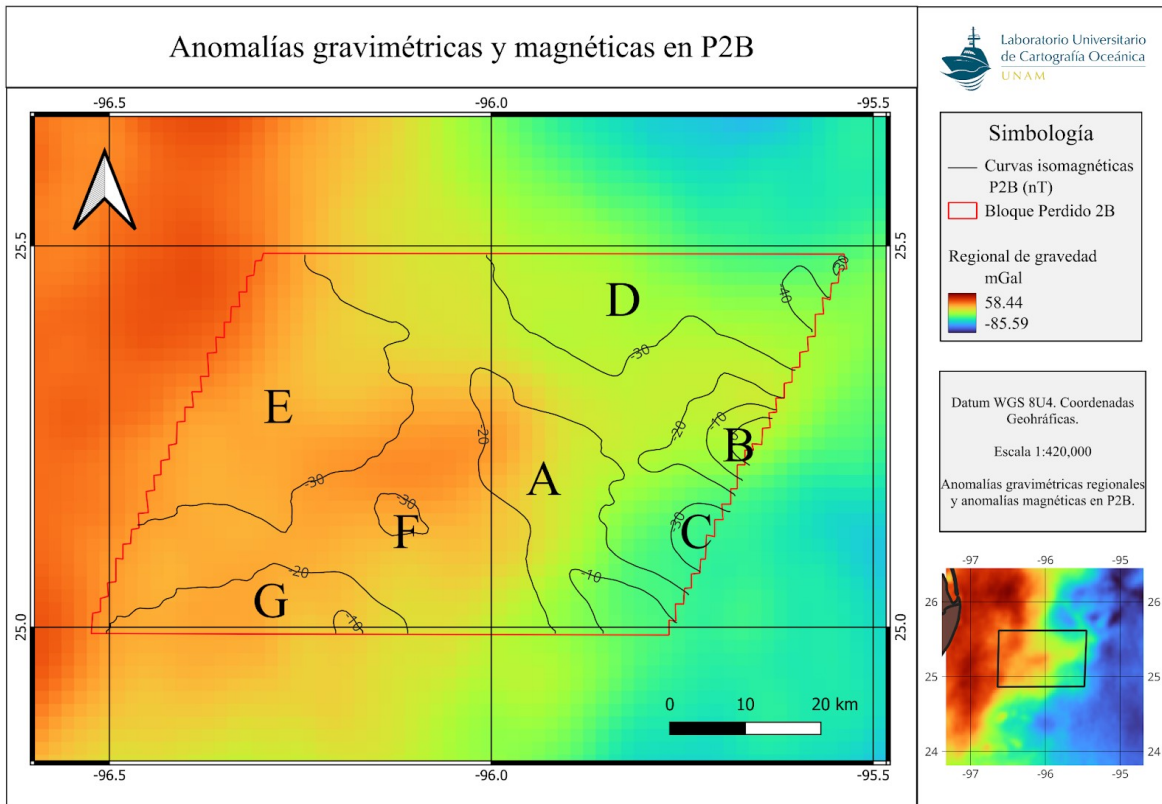


Figura 49. Se muestran en color negro las curvas iso-magnéticas que delimitan las anomalías magnéticas en la malla de mayor resolución.

5. Discusión

5.1. Huella del levantamiento y filtrado direccional

La huella de adquisición en los registros magnéticos marinos comúnmente es atribuida al campo magnético generado por el buque y el rumbo con el que navega. Dicho efecto es corregido usando la metodología descrita en Bullard and Mason (1961). Sin embargo, los valores magnéticos de P2B siguieron presentando este artefacto de adquisición, aunque se les haya aplicado la metodología de Bullard and Mason (1961).

La revisión de las profundidades del magnetómetro en el levantamiento reveló una dependencia con el patrón de adquisición, teniendo un mayor contraste de valores magnéticos cuando existen grandes variaciones de profundidades entre perfiles vecinos de sentido opuesto. Por otro lado, la intensidad de la señal también contribuye en el artefacto de la adquisición, ya que por debajo de las 500 unidades es considerado que los valores de campo tienen una mayor incertidumbre. Además, otros factores involucrados en generar el artefacto fueron las condiciones oceanográficas (i.e. marejadas, oleajes, corrientes, etc.), incidiendo en la profundidad del magnetómetro. No solo estos factores, sino también a la selección de los registros del Observatorio Magnético de Teoloyucan que presentan variaciones diurnas en un entorno muy distante al de la localidad del bloque P2B (a una distancia mayor de 650 km).

Reconociendo que la metodología aplicada de Bullard and Mason (1961) no removi6 el efecto de la huella de adquisición en P2B, es posible que esto se debió a otras instancias, como que : 1) el círculo de calibración utilizado para realizar la reducción por rumbo proviene de otra campaña, que se registr6 anteriormente por el BO Justo Sierra en un área diferente y con condiciones distintas; 2) los registros de ese círculo de calibración fueron reducidos por variación diurna, usando los registros del Observatorio Magnético en Stennis, Mississippi (a más de 300 km de distancia); y 3) la forma de la curva de los valores del círculo reducidos y en función del rumbo no son coherentes con los resultados de Bullard and Mason (1961), por lo que es posible que las correcciones por rumbo no son las apropiadas. Teniendo en cuenta que la metodología de Bullard and

Mason (1961) para reducir los registros magnéticos por rumbo tiene más de 60 años, por lo que es posible que su aplicación no es tan robusta como se esperaba.

Al continuar teniendo el artefacto de la huella de adquisición, un filtro coseno direccional es utilizado en los valores de las anomalías magnéticas para remover el patrón de adquisición. Sin embargo, su aplicación debe de considerar los artefactos asociados al filtrado en frecuencia y la posible pérdida de información debido a la atenuación de la banda de frecuencias asociada al patrón de adquisición. El filtrado realizado exhibe buenos resultados en la remoción del efecto por el levantamiento, sin necesidad de incluir la reducción de rumbo usando el círculo de calibración. En consecuencia, la aplicación del filtrado direccional provee un ahorro en tiempo para las campañas oceanográficas al no tener que realizar el círculo de calibración.

5.2. Límite Corteza Oceánica – Corteza Continental

Los modelos tectónicos que incluyen la zona de transición entre la Corteza Oceánica y la Corteza Continental en la cuenca del *GoM* varían en muchos aspectos. La razón principal de estas diferencias radica en la espesa y compleja cobertura sedimentaria que obscurece las estructuras corticales profundas. Además, pocas rocas del basamento han sido obtenidas alrededor de la cuenca (Scott et al., 1961; Ramos, 1975; Ball et al., 1988; Dobson y Buffler, 1991; Woods et al., 1991; MacRae y Watkins, 1995; Coombs et al., 2019; Erlich y Pindell, 2020). En consecuencia, la configuración de la zona de transición (COB) entre ambas litosferas ha sido interpretado de diferentes formas e inferido con geometrías diversas del COB en el margen occidental de la cuenca, como lo ha discutido Filina and Beutel (2022).

Diversos autores han resuelto este problema al integrar datos sísmicos, magnéticos, gravedad y registros de pozos (Nguyen and Mann, 2016; Filina and Beutel, 2022, entre otros). En esta tesis, el COB considerado es el propuesto por Filina and Beutel (2022), por ser la propuesta más robusta por integrar la mayor cantidad de datos disponibles, tanto nuevos como previos a su estudio. Así mismo, ellos toman en cuenta resultados significativos de modelos tectónicos previos en el análisis espacial de las anomalías gravimétricas y magnéticas regionales. Por lo tanto, el objetivo de aquí es refinar la

interpretación regional del *COB* en el margen occidental considerando las restricciones geológicas y las anomalías magnéticas de mayor resolución en P2B.

Los campos potenciales de gravedad y magnetismo son sensibles a las variaciones laterales en las propiedades físicas de las rocas del subsuelo (densidad y susceptibilidad magnética, respectivamente). Las principales estructuras geológicas profundas dentro del *COB* están asociadas a contrastes significativos en sus propiedades físicas y así delinear las geometrías de estas estructuras en el basamento.

El bloque P2B muestra siete anomalías magnéticas que pudiese corresponder a las anomalías regionales del *EMAG 2*. Sin embargo, las anomalías A, B, C, E y F en la Figura 49 no muestran una relación clara con las anomalías gravimétricas regionales. Posiblemente esto se deba a que las anomalías en el bloque están dentro del alto gravimétrico de la anomalía de Texas (Mickus et al., 2009) y así ocultando estas anomalías locales con valores menores. Este alto gravimétrico abarca las costas de Tamaulipas y la provincia Salina del Bravo y ha sido interpretado por Mickus et al. (2009) como una estructura volcánica que se formó durante la apertura de la cuenca del *GoM*.

El bajo (~ -30 nT) de la anomalía magnética D en Figura 49, coincide con el bajo gravimétrico en la esquina superior derecha del bloque P2B. Esta coincidencia regional de los valores de gravedad y magnéticos es más evidente en las cartas de anomalías magnéticas y de gravedad filtradas, presentadas por Filina and Beutel (2022). Sin embargo, esta coincidencia es observada en los datos satelitales de gravedad de aire libre (Sandwell et al., 2014), aunque menos pronunciadas. Estos bajos valores tanto en gravedad como en magnetismo podrían estar asociados a la estructura referida como “muro de sal” (Figura 50), debajo del Cinturón Plegado de Perdido (Filina et al., 2015).

Por otro lado, los altos magnéticos de las anomalías A, B y G en P2B (Figura 49) coinciden con una extensión del lineamiento regional magnético (Figura 50) que se localiza al SE del bloque, referido como alto BAHA. Este lineamiento magnético

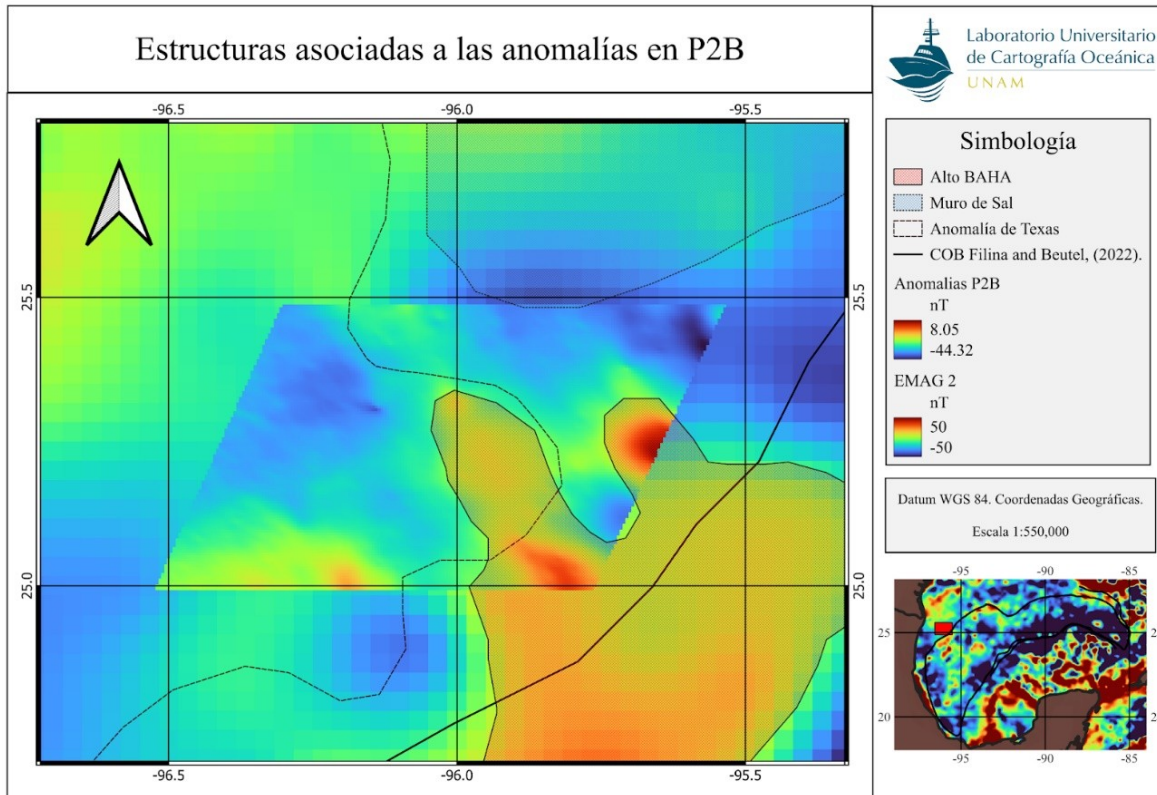


Figura 50. Anomalías asociadas a las principales estructuras en P2B. El polígono rojo representa el alto BAHA; el polígono azul al “muro de sal”; la línea negra discontinua delimita la anomalía de Texas; y la línea negra continua es el COB propuesto por Filina and Beutel (2022).

continúa siendo tema de discusión entre varios autores, pero la mayoría concuerdan que está asociada al *COB* (i.e. Minguez et al., 2020 y Hudec et al., 2020). Filina and Beutel (2022) interpretan de secciones sísmicas que el basamento de esta región es corteza oceánica, formada en la primera fase de expansión durante la apertura de la cuenca y que posiblemente forma parte de la zona de transición que delinea el *COB* propuesto por Nakamura et al. (1988). Además, Filina and Beutel (2022) mencionan que la región del alto BAHA tiene una corteza oceánica adelgazada de hasta 6 km de espesor.

Considerando la interpretación de las anomalías magnéticas y gravimétricas regionales realizadas por diversos autores, el *COB* es refinado dentro del bloque P2B. La Figura 51, el *COB* propuesto por Filina and Beutel (2022) está ubicado fuera del bloque, correspondiendo a los máximos del alto BAHA en la esquina SE. No obstante, dado que el *COB* no es una línea precisa, sino una franja donde las propiedades físicas de las rocas

cambian gradualmente, es considerado que la franja del COB pudiese ubicarse dentro del bloque. La extensión de las anomalías magnéticas asociadas al alto BAHA en el bloque P2B corresponderían a formar parte de la corteza transicional, marcada por el contraste en las anomalías magnéticas.

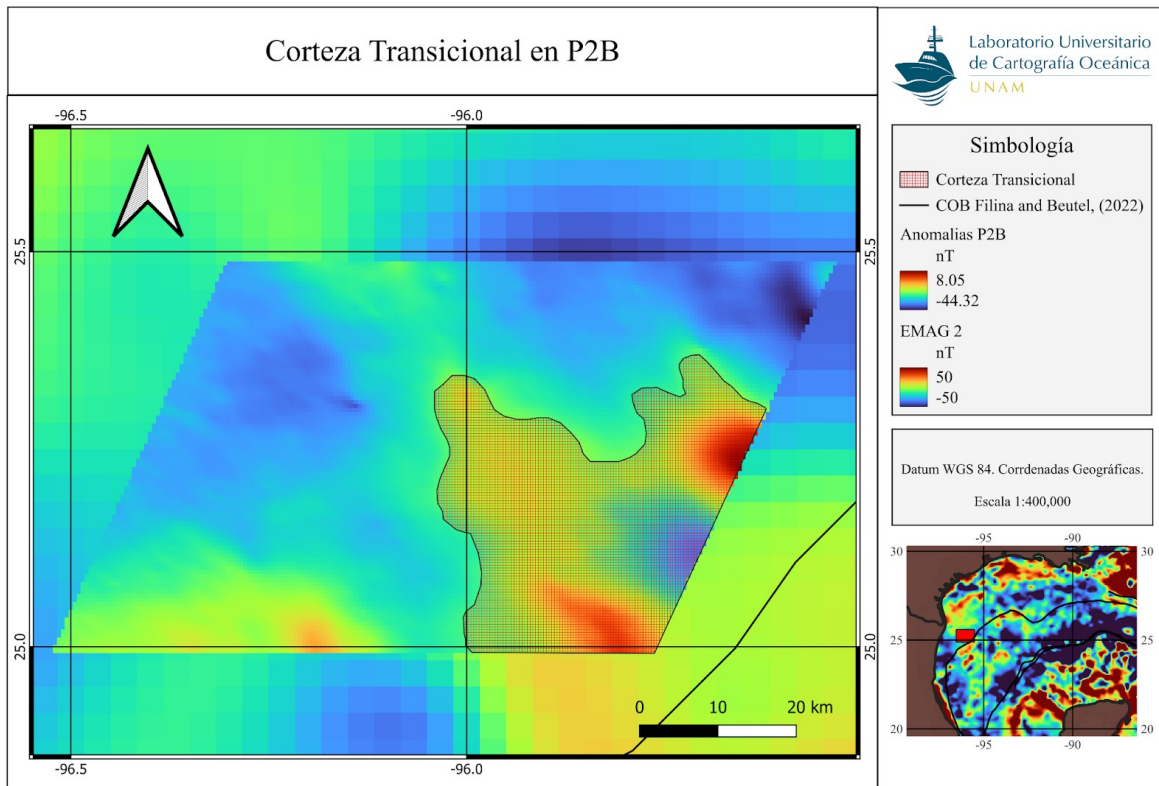


Figura 51. Carta de anomalías magnéticas en el bloque P2B con la zona de corteza transicional interpretada, ambas sobre el regional EMAG 2.

La reubicación de esta franja transicional tiene coherencia con los resultados publicados anteriormente (Nguyen and Mann, 2016; Christerson et al., 2014; Pindell et al., 2016; Hudec et al., 2013), donde la mayoría de los modelos coinciden en que el COB pasa sobre o muy cerca de la anomalía magnética del alto BAHA. Además, Filina and Beutel (2022) sustentan su interpretación considerando restricciones geológicas para mapear el COB en el margen occidental del *GoM*. Asimismo, su propuesta es sustentada con la integración de 10 secciones sísmicas profundas que se realizaron en los márgenes del golfo y ahora refinada con los resultados de esta tesis.

6. Conclusiones

El enfoque del levantamiento magnético en Perdido 2 fue investigar la litosfera transicional en el margen occidental del *GoM*, en particular la que yace sobre las provincias fisiográficas de Salina de Bravo y del Cinturón Plegado Perdido. El espesor sedimentario y la tectónica salina en ambas provincias ha dificultado definir a detalle el límite transicional entre las cortezas continental y oceánica (referido como *COB*), a partir de mediciones satelitales. Por lo que, datos marinos adquiridos en ambas provincias son utilizados para definir las anomalías magnéticas a mayor resolución en el bloque correspondiente P2B, sus resultados son examinados con la interpretación regional del *COB* propuesta por Filina and Beutel (2022).

Para obtener las anomalías, los registros magnéticos de 25 perfiles en el bloque P2B de la campaña Perdido 2 realizada en 2016 fueron reducidos por IGRF, variación diurna y rumbo. Sin embargo, la corrección por rumbo propuesta por Bullard and Mason (1961) no logra remover enteramente la huella del levantamiento en la distribución de las anomalías magnéticas; por lo que en este caso se consideró aplicarles a los datos un filtro direccional, obteniéndose mejores resultados para remover completamente el artefacto. Además, las geometrías de las anomalías magnéticas no presentan cambios significativos al aplicar solo el filtro direccional sin incluir la corrección por efecto de rumbo utilizando la metodología de Bullard and Mason (1961).

La integración final de las anomalías magnéticas proporciona una carta a mayor resolución, exhibiendo geometrías más detalladas. El análisis de las anomalías resultantes exhibe siete anomalías bien definidas dentro del bloque P2B; de las cuales, las anomalías A, B y G son altos magnéticos de hasta 8 nT, mientras que las anomalías C, D, E y F son bajos magnéticos de hasta -40 nT. Además, estas anomalías tienen coherencia con el regional *EMAG 2* que es de menor resolución al obtenido aquí. Analizando las anomalías en conjunto con los regionales de gravedad y magnetismo, esta investigación proporciona una base para refinar a menor escala la zona donde la litosfera es de naturaleza transicional dentro de ambas provincias.

El margen occidental del bloque P2B, donde se localizan las anomalías magnéticas E, F y G, no es parte de la zona de litosfera transicional debido a que en esta región se localiza la anomalía gravimétrica de Texas asociada a una cadena volcánica en el dominio continental. Por otro lado, las anomalías en el margen oriental del bloque posiblemente son parte de la zona transicional, como se observa: 1) el bajo magnético (~ -40 nT) de la anomalía D, localizado en el margen NE de P2B es interpretado que forma parte del “muro de sal” que se asocia a la anomalía regional del Cinturón Plegado de Perdido formando parte tanto de la litosfera continental como de la oceánica (Filina et al., 2015). Estos valores negativos son posiblemente asociados a cuerpos salinos y de sedimentos, conteniendo una baja susceptibilidad magnética; 2) las anomalías A y B (de hasta 8 nT) al SE del bloque P2B son interpretadas como una extensión del alto magnético BAHA, que según el estudio de Filina and Beutel (2022) están asociadas a la primera fase de apertura de la cuenca del *GoM* y por lo tanto es posible que formen parte del *COB*.

Las anomalías magnéticas de mayor resolución obtenidas en esta investigación aportan un refinamiento a la propuesta de Filina and Beutel (2022) en el margen occidental del *GoM*. Estos resultados dentro del bloque P2B indican que posiblemente la litosfera es transicional en el sector SE de las provincias de Salina de Bravo y del Cinturón Plegado Perdido. La geología y la tectónica de estas dos provincias en el margen occidental del *GoM* son complejas. Por lo que es necesario seguir mapeando el margen occidental del *GoM* frente a las costas del Estado de Tamaulipas, e integrar estos datos para su análisis con modelación para delimitar la litosfera transicional bajo estas provincias fisiográficas.

Referencias

- Alken, P., Thébault, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T. N., Brown, W. J., Califf, S., Chambodut, A., Chulliat, A., Cox, G. A., Finlay, C. C., Fournier, A., Gillet, N., Grayver, A., Hammer, M. D., Holschneider, M., Huder, L., ... Zhou, B. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73(49). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- Arecco, M. A., Larocca, P. A., Ruiz, F., Canero, A. T., & Ramos, V. A. (2018). Application of magnetic method on the Argentine continental shelf between 35°S AND 48°S. *Geofísica Internacional*, 57(3), 175–195. <https://doi.org/https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2018.57.3.2109>
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-382. <https://doi.org/10.1190/1.1438369>
- Ball, M. M., Martin, R. G., Foote, R. Q., & Applegate, A. V. (1988). Structure and stratigraphy of the western Florida shelf; Part I, Multichannel reflection seismic data (No. 88-439). *US Geological Survey*.
- Bhattacharyya, B. K. (1965). Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. *Geophysics*, 30(5), 705-932. <https://doi.org/10.1190/1.1439658>
- Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* (Primera, Vol. 1). Cambridge University Press.
- Bryant, W. R., Lugo, J., Cordova, C., & Salvador, A. (1991). Physiography and bathymetry. En A. Salvador (Ed.), *The Geology of North America: The Gulf of Mexico Basin* (Vol. J, pp. 13-30). Geological Society of America.
- Buchanan, S. K., Scrutton, R. A., Edwards, R. A., & Whitmarsh, R. B. (1996). Marine magnetic data processing in equatorial regions off Ghana. *Geophysical Journal International*, 125(1), 123-131. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06539.x>
- Bullard, E. C., & Mason, R. G. (1961). The magnetic field astern of a ship. *Deep Sea Research*, 8, 20–27.
- Coombs, H., Kerr, A., Pindell, J., Buchs, D., Weber, B., & Solari, L. (2019). Petrogenesis of the crystalline basement along the western Gulf of Mexico: Postcollisional magmatism during the formation of Pangea. En *Southern and central Mexico: Basement framework, tectonic evolution, and provenance of Mesozoic-Cenozoic basins*. GSA Special Paper. Geological Society of America.
- CNH. (2015). *Golfo de México. Aguas Profundas Norte*. www.cnh.gob.mx
- CNH. (2019). *Recursos Prospectivos de México: Área Perdido, Cordilleras Mexicanas y Cuenca Salina, aguas profundas del Golfo de México*.
- Dobson, L. M., & Buffler, R. T. (1991). Basement rocks and structure, northeast Gulf of Mexico.
- Eddy, D. R., Van Avendonk, H. J. A., Christeson, G. L., Norton, I. O., Karner, G. D., Johnson, C. A., & Snedden, J. W. (2014). Deep crustal structure of the northeastern Gulf of Mexico: Implications for

- rift evolution and seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(9), 6802–6822. <https://doi.org/10.1002/2014JB011311>
- Erlich, R. N., & Pindell, J. (2020). Crustal origin of the West Florida Terrane, and detrital zircon provenance and development of accommodation during initial rifting of the southeastern Gulf of Mexico and western Bahamas. *Geological Society, London, Special Publications*, 504.
- Ewing, T. E., & Galloway, W. E. (2019). Evolution of the northern gulf of Mexico sedimentary basin. In *The Sedimentary Basins of the United States and Canada* (pp. 627–694). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00016-4>
- Filina, I. (2019). Crustal architecture of the northwestern and central Gulf of Mexico from integrated geophysical analysis. *Interpretation*, 7(4), T899–T910. <https://doi.org/10.1190/int-2018-0258.1>
- Filina, I., Delebo, N., Mohapatra, G., Coble, C., Harris, G., Layman, J., Strickler, M., & Blangy, J. P. (2015). Integration of seismic and gravity data - A case study from the western Gulf of Mexico. *Interpretation*, 3(4), SAC99–SAC106. <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0050.1>
- Filina, I. Y., & Beutel, E. (2022). *Geological and Geophysical Constraints Guide New Tectonic Reconstruction of the Gulf of Mexico Integrated Geophysical Analysis in the Northeastern Gulf of Mexico View project Midcontinent Rift in Nebraska View project Geological and Geophysical Constraints Guide New Tectonic Reconstruction of the Gulf of Mexico*. 1–35. <https://doi.org/10.1002/essoar.10511463.1>
- GEOSOFT Inc. (2007). *Montaj MAGMAP Filtering: 2D frequency domain processing of potential field data extension for Oasis montaj v.4*. Tutorial. Canada: 82 p.
- GEOMETRICS. (2001). *Operation Manual: G-877 Marine Magnetometer*.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B., & Saad, A. H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications* (Cambridge University Press, Ed.; Vol. 1).
- Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P. A., & Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin. *AAPG Bulletin*, 97(10), 1683–1710. <https://doi.org/10.1306/04011312073>
- Hudec, M. R., Dooley, T. P., Peel, F. J., & Soto, J. I. (2020). Controls on the evolution of passive-margin salt basins: Structure and evolution of the Salina del Bravo region, northeastern Mexico. *AAPG Bulletin*, 132(5-6), 997-1012.
- Jilinski, P., Meju, M. A., & Fontes, S. L. (2013). Demarcation of continental-oceanic transition zone using angular differences between gradients of geophysical fields. *Geophysical Journal International*, 195(1), 276–281. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt216>
- Jones, E. J. W. (1999). *Marine geophysics*. Wiley-Blackwell.
- Luyendyk, A. P. J. (1997). Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 31-38.

- MacRae, G., & Watkins, J. S. (1995). Early Mesozoic rift stage half graben formation beneath the DeSoto Canyon salt basin, northeastern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B9), 17795-17812.
- Maus, S., Sazonova, T., Hemant, K., Fairhead, J. D., & Ravat, D. (2007). National geophysical data center candidate for the world digital magnetic anomaly map. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *8*(6). <https://doi.org/10.1029/2007GC001643>
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J. M., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J. D., Finn, C. A., von Frese, R., Gaina, C., Golynsky, A. (S.), Kucks, R., Luehr, H., Milligan, P. R., Mogren, S., Müller, D., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., ... Tontini, C. (2009). MAG2: A 2-arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *10*(8). <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>
- Meyer, B., Chulliat, A., & Saltus, R. (2017). Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *18*(12), 4522–4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>
- Mickus, K., Stern, R. J., Keller, G. R., & Anthony, E. Y. (2009). Potential field evidence for a volcanic rifted margin along the Texas Gulf Coast. *Geology*, *37*(5), 387–390. <https://doi.org/10.1130/G25465A.1>
- Minguez, D., Gerald Hensel, E., & Johnson, E. A. E. (2020). A fresh look at Gulf of Mexico tectonics: Testing rotations and breakup mechanisms from the perspective of seismically constrained potential-fields modeling and plate kinematics. *Interpretation*, *8*(4), SS31–SS45. <https://doi.org/10.1190/INT-2019-0256.1>
- Nakamura, Y., Sawyer, D. S., Shaub, F. J., MacKenzie, K., & Oberst, J. (1988). Deep crustal structure of the northwestern Gulf of Mexico.
- Nguyen, L. C., & Mann, P. (2016). Gravity and magnetic constraints on the Jurassic opening of the oceanic Gulf of Mexico and the location and tectonic history of the Western Main transform fault along the eastern continental margin of Mexico. *Interpretation*, *4*(1), SC23–SC33. <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0110.1>
- Padilla Y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano, Golfo de México Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, *59*(1), 19–42.
- Pemex. (2010). *Provincia Petrolera Golfo de México Profundo*.
- Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. *Geological Society Special Publication*, *328*, 1–55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Pindell, J., Miranda C, & Ernesto. (2016). Aeromagnetic Map Constrains Jurassic-Early Cretaceous Synrift, Break Up, and Rotational Seafloor Spreading History in the Gulf of Mexico. *Mesozoic of the*

Gulf Rim and Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin, 123–153. <http://pubs.geoscienceworld.org/books/edited-volume/chapter-pdf/6094731/pindelletal.pdf>

Pindell J. L., Kennan L., Fillon R. H., Rosen N. C., et al. (2001). *Processes and events in the terrane assembly of Trinidad and eastern Venezuela*. Transactions of the 21st GCSSEPM Annual Bob F. Perkins Research Conference: Petroleum Systems of Deep-Water Basins 159-192

Ramos, E.L., 1975. Geological summary of the Yucatan Peninsula. In *The Gulf of Mexico and the Caribbean* (pp. 257-282). Springer, Boston, MA.

Reeves, C. V. (1993). Limitations imposed by geomagnetic variations on high quality aeromagnetic surveys. *Exploration Geophysics*, 24(2), 115-116. <https://doi.org/10.1071/EG993115>

Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* (2nd ed.). Wiley-Blackwell. www.wiley.com/go/reynolds/introduction2e

Salvador et al. (1991). *The Gulf of Mexico Basin: Vol. J*. Geological Society of America.

Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205), 65–67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>

Scott, K.R., Hayes, W.E. and Fietz, R.P., 1961. Geology of the Eagle Mills formation.

Sugiura, M., & Kamei, T. (1991). Equatorial Dst index 1957-1986. *IAGA Bulletin No. 40*.

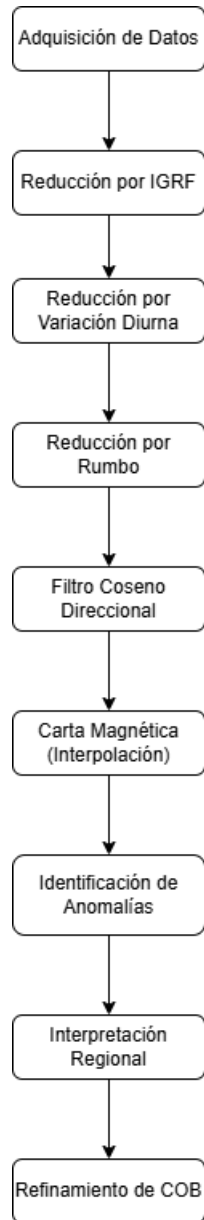
Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.

Van Avendonk, H. J. A., Christeson, G. L., Norton, I. O., & Eddy, D. R. (2015). Continental rifting and sediment infill in the northwestern Gulf of Mexico. *Geology*, 43(7), 631–634. <https://doi.org/10.1130/G36798.1>

Woods, R. D., Salvador, A., & Miles, A. E. (1991). Pre-Triassic. En A. Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America* (pp. 109-129).

Anexo I

Diagrama de Flujo de la metodología para procesar los datos y obtener los resultados finales.



Anexo II

El Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO) proporcionó los archivos que contienen la información del levantamiento magnético de la campaña Perdido 2, bloque P2B. Estos archivos incluyen bitácoras y registros del magnetómetro.

Como producto del procesamiento de los datos magnéticos se entregó una base de datos con 181,444 mediciones. Dicha base de datos contiene el resumen de las reducciones magnéticas, la información se muestra en la Figura 52.

Line	Date	Time (GMT)	Latitud	Longitud	Prof (m)	Signal G-877	Mobs (nT)	IGRF (nT)	Mobs-MIGRF	VD.Teolo (nT)	MVD (nT)	C.Rumbo (nT)	MCR (nT)
0	12/07/2016	06:16:53 a. m.	25.4879471	-95.5297672	20.23	237	44436.03	44467.3	-31.27	2.46348843	-28.8065116	5.25212963	-34.0586412
0	12/07/2016	06:16:55 a. m.	25.4878927	-95.5297935	20.28	241	44435.42	44467.3	-31.88	2.46277705	-29.417223	5.2506616	-34.6678846
0	12/07/2016	06:16:57 a. m.	25.4878382	-95.5298198	20.49	242	44435.91	44467.2	-31.29	2.46206866	-28.8279313	5.25301766	-34.080949
0	12/07/2016	06:16:59 a. m.	25.4877851	-95.5298455	20.12	243	44435.46	44467.2	-31.74	2.46135713	-29.2786429	5.25803965	-34.5366825
...
...
26	16/07/2016	08:59:50 p. m.	25.363157	-96.3607269	14.61	245	44338.27	44357.1	-18.83	5.36520791	-13.4647921	5.38621226	-43.9787076
26	16/07/2016	08:59:52 p. m.	25.363089	-96.3607656	14.4	246	44338.53	44357.1	-18.57	5.36743858	-13.2025614	5.40938617	-44.1527845
26	16/07/2016	08:59:54 p. m.	25.3630215	-96.3608051	14.51	245	44338.42	44357	-18.58	5.36965983	-13.2103402	5.42985277	-44.0610282
26	16/07/2016	08:59:56 p. m.	25.3629543	-96.3608454	14.4	249	44338.33	44357	-18.67	5.37189091	-13.2981091	5.45195434	-43.5728931
26	16/07/2016	08:59:58 p. m.	25.3628895	-96.3608853	14.51	250	44338.38	44356.9	-18.52	5.37411256	-13.1458874	5.45195434	-43.9740969

Figura 52. Base de datos con los valores de cada reducción para cada medición.

Donde:

- Line: número de línea del bloque P2B.
- Date: fecha de la medición del campo.
- Time (GMT): hora GMT de la medición del campo.
- Latitud: latitudes en coordenadas geográficas de la medición.
- Longitud: longitudes en coordenadas geográficas de la medición.
- Prof (m): profundidades del magnetómetro medida desde la superficie del mar, en metros.
- Signal G-877: valores de la intensidad de la señal del magnetómetro.
- Mobs (nT): valores del campo magnético medido por el magnetómetro, en nano teslas.
- IGRF (nT): valores del campo teórico, en nano teslas.
- Mobs – MIGRF: valores reducidos por IGRF, en nano teslas.

- VD.Teolo (nT): valor de variación diurna para cada medición, en nano teslas.
- MVD (nT): valores reducidos por variación diurna, en nano teslas.
- C.Rumbo (nT): valores del campo inducido por el buque, obtenidos del ajuste por mínimos cuadrados al modelo de Bullard and Mason (1961), en nano teslas.
- MCR (nT): valores reducidos por rumbo, en nano teslas.

Anexo III

Código escrito en Matlab para remover la huella del levantamiento. El filtro 2D atenúa los componentes de número de onda asociados con la huella del levantamiento.

```
%-----  
  
%Este programa realiza el filtrado direccional de los datos magnéticos  
%del bloque Perdido 2B, aplicando un filtro coseno direccional en el  
%dominio del número de onda  
  
%-----  
  
close all  
clear all  
clc  
  
%Lectura del archivo. Contiene 5 columnas: longitud en geográficas, latitud  
%en geográficas, longitud en utm, latitud en utm y anomalía magnética  
Perdido = readtable('Coord_UTM_P2B_2.csv');  
  
%Se extraen las coordenadas UTM  
lonm = table2array(Perdido(:,3));  
latm = table2array(Perdido(:,4));  
  
%Se extraen las coordenadas Geográficas  
lon = table2array(Perdido(:,1));  
lat = table2array(Perdido(:,2));  
  
%Se extraen los valores de anomalía magnética  
Mag = table2array(Perdido(:,5));  
  
%se extrae el valor mínimo y máximo en metros para crear la malla completa  
%en metros  
xm_limit = [min(lonm), max(lonm)];  
ym_limit = [min(latm), max(latm)];  
  
%Se extrae el valor mínimo y máximo en grados para crear la malla completa  
%en grados  
x_limit = [min(lon), max(lon)];  
y_limit = [min(lat), max(lat)];  
  
%Se crea el grid en metros  
[xqm, yqm] = meshgrid(linspace(xm_limit(1), xm_limit(2), 2000), linspace(ym_limit(1), ym_limit(2), 2000));
```

```

%Se crea el grid en grados
[xq, yq] = meshgrid(linspace(x_limit(1), x_limit(2), 2000), linspace(y_limit(1), y_limit(2), 2000));

%Se interpolan los datos usando griddata
zqm = griddata(lonm, latm, Mag, xqm, yqm, "linear");

%Se manejan los NaN usando regionfill
nan_positions = isnan(zqm);
zqm = regionfill(zqm, nan_positions);

%Encontrar el desplazamiento necesario para centrar el grid zqm en el cero cero
x_shift = min(xqm(:));
y_shift = min(yqm(:));

%Ajustar las coordenadas de la malla zqm para que comiencen en cero
xqm_centered = xqm - x_shift;
yqm_centered = yqm - y_shift;

% Calcular los desplazamientos máximos en UTM para ajustar los ejes en metros
max_x_meters = max(xqm_centered(:));
max_y_meters = max(yqm_centered(:));

% Ajustar los valores de zqm para reflejar el cambio en las coordenadas
zqm_adjusted = zqm;

%Se definen los valores de referencia para la escala de colores
minValue = -70;
maxValue = 30;

%Definiendo parámetros para calcular la FFT

%Diferenciales en el dominio del espacio
dx = 1;
dy = 1;
[Ny Nx] = size(zqm_adjusted);

%Frecuencias de Nyquist
FNX = 1/(2*dx);
FNY = 1/(2*dy);

```

```

%Frecuencias fundamentales
F0X = 1/(Nx*dx);
F0Y = 1/(Ny*dy);

%Números de onda
FX = [-FNX:F0X:FNX-F0X];
FY = [-FNY:F0Y:FNY-F0Y];
[FXX FYY] = meshgrid(FX, FY);

%Transformando los datos al dominio de Fourier
H = fftshift(fft2(zqm_adjusted));

%Diseño del Filtro Coseno Direccional

%Se establece la dirección de adquisición en radianes
alfa = 0.2;

%Se crea una matriz de ceros de 2000x2000
B = zeros(2000,2000);
%Se establece el orden del filtro
n = 2;

%Se llena la matriz con el valor calculado por la expresión del filtro coseno
%direccional
for c1 = 1:Ny
    for c2 = 1:Nx
        if FY(c1) ~= 0
            tetha = atan(FX(c2) / FY(c1));
            L = (cos(alfa - tetha + pi/2))^n;
            L1 = 1 - abs(L);
            B(c1, c2) = L;
        else
            epsilon = 1e-10; % Puedes ajustar el valor de epsilon según sea necesario
            tetha = atan(FXX(c1,c2) / (FYY(c1,c2) + epsilon));
            tetha = pi/2;
            L = (cos(alfa - tetha + pi/2))^2;
            L1 = 1 - abs(L);
            B(c1, c2) = L;
        end
    end
end

%Se realiza la convolución
H = H.*B;

if any(isinf(H(:)) | isnan(H(:)))
    disp('H contiene infinitos o NaN antes de la antitransformada.');
```

```

else
    h2 = real(ifft2(fftshift(H)));
end

%Se restan los valores filtrados de los datos reducidos
D = zqm_adjusted - h2; %el valor de h se cambia

```

