



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Anomalías magnéticas asociada a
la zona de transición litosférica en
la provincia del Cinturón Plegado
de Perdido, Golfo de México,
Bloque Perdido 1**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Alejandro Zárate Requena

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Carlos Ángel Quintil Mortera Gutiérrez



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024

DEDICATORIA

A mis padres, por su apoyo y amor incondicional a través de
todos estos años.

A mis hermanos, por darme fortaleza a través del ejemplo para
seguir mis metas.

A todos mis amigos, por el constante apoyo y alegría en cada
paso del camino.

AGRADECIMIENTOS

A la UNAM y a la Facultad de Ingeniería por proporcionarme una formación profesional. Al Instituto de Geofísica y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML) por brindarme un espacio de trabajo completo y seguro para la realización de mi investigación para culminar la tesis de licenciatura.

Agradezco al Laboratorio de Cartografía Oceánica (LUCO) con sede en el ICML por darme la infraestructura para introducirme y capacitarme en el ámbito de la geofísica marina y los registros magnéticos para la realización de esta tesis. Al consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGOM) a través del Proyecto CONACYT 201441 del Fondo Sectorial de Hidrocarburos en SENER, la Coordinación de Plataformas Oceanográficas (COPO) y la Comisión Académica de los Buques Oceanográficos (CABO), quienes hicieron posible la realización de la campaña “Perdido 1” durante el proyecto CONACYT 201441 para realizar la adquisición de los datos magnéticos. También agradezco el apoyo de la Beca que el Instituto de Geofísica me otorgo para consumir la Tesis y a TELMEX por la beca que me ayudo alcanzar mis metas profesionales. Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mis sinodales, el Dr. Carlos Mortera Gutiérrez, el Dr. Juan Esteban Hernández Quintero, el Mtro. David Escobedo Zenil y el Ing. Francisco Ponce Núñez, por su valioso tiempo, orientación y apoyo a lo largo de este proceso. Sus conocimientos y sugerencias han sido fundamentales para la realización de este trabajo.

Al Doctor Mortera por su plena confianza, sabiduría y buenos momentos a lo largo de este gran viaje que ha sido mi estancia en el LUCO. A Carmen Millán Motolinia por todas las herramientas y habilidades instruidas que, estoy seguro, perdurarán por el resto de mi vida profesional. A Diego Aguilar Anaya por los grandes consejos y constante apoyo cuando encontraba obstáculos en mi proceso de formación. A Francisco Ponce Núñez por su asesoría durante el procesamiento de datos magnéticos, y por todas las enseñanzas durante las campañas oceanográficas. Al profesor Julián Zapotitla Román por su orientación e instrucción para solucionar el problema de la huella de adquisición sobre los datos magnéticos. A todos los grandes amigos que hice durante la carrera y mi estadía en el Laboratorio: Carlos Jiménez, Carlos Romero, Sebastián Reyes, Gabriel Landgrave, Casandra Gámez, Jesús Guízar, Omar Venegas, Jesrel Álvarez, Gabriel Castillo, Juan Albañez, con quienes compartí aventuras, pláticas profundas y experiencias inolvidables.

RESUMEN

La configuración cortical del Golfo de México ha sido objeto de continua discusión en investigaciones geológicas. La presencia de un alto espesor sedimentario y grandes volúmenes de evaporitas han obstaculizado la obtención de datos geofísicos que revelen con precisión la distribución de los diferentes tipos de corteza que conforman la base de la cuenca. Esta limitación de datos ha impedido tener un entendimiento claro de la formación y zonificación del límite transicional entre la litosfera continental y oceánica que generó el proceso de apertura de la cuenca del Golfo de México.

Para esclarecer hasta donde posiblemente está el límite transicional entre litosferas en el margen occidental del Golfo, esta tesis se enfocó a reducir y analizar registros magnéticos adquiridos durante la campaña oceanográfica de Perdido 1 a bordo del BO Justo Sierra que se llevó a cabo en la Provincia del Cinturón Plegado de Perdido. El estudio magnético en el área del bloque Perdido 1, situado en aguas profundas y sobre el talud continental al noreste de costas mexicanas tamaulipecas, exhibe tres áreas con anomalías magnéticas significativas. La correlación de las anomalías magnéticas del bloque Perdido 1 con la batimetría de alta resolución adquirida simultáneamente durante la Campaña y con la gravedad regional derivada de la altimetría satelital identifica un área en forma de un dipolo magnético, donde hay valores elevados de gravedad y coinciden espacialmente con una elevación submarina elongada. En contraste, en el extremo noreste del bloque de estudio, se identifica otra zona que presenta un alto magnético, sin representación batimétrica y con gravedad negativa. Este alto forma parte de una alineación magnética regional asociada a cuerpos residuales del proceso de apertura del Golfo de México. En el contexto geológico del sector oeste del Golfo de México, estas características pueden asociarse a cuerpos de naturaleza ígnea remanentes del proceso de apertura del Golfo de México. La tercera área (transversal E-W en el sector sur) es caracterizada por un bajo magnético, ubicados sobre la transición entre dos estructuras regionales vinculadas al proceso de apertura del Golfo de México (la porción Sur de la Anomalía de Texas, y la Falla Transformante Occidental). Las geometrías y correlaciones de la anomalía magnética de estas áreas sugieren que el límite entre la corteza continental y la oceánica se define como una franja diagonal que cruza el bloque Perdido 1.

ABSTRACT

The crustal configuration of the Gulf of Mexico (GoM) has been the subject of continuous discussion. The presence of thick sediments and large volumes of evaporites have hindered mapping the distribution of the different types of crust that form the base of the basin, which has prevented a clear understanding of the lithospheric formation of the transitional boundary between the continental and oceanic lithosphere that was generated by the opening process of the Gulf of Mexico basin.

To clarify the possible extent of the transitional boundary between lithospheres in the GoM western margin, this thesis focused on reducing and analyzing magnetic data that was recorded during the Perdido 1 oceanographic campaign, on board the BO Justo Sierra, which was conducted at the Perdido Folded Belt Province. The area of the magnetic survey in the Perdido 1 block is in deep water on the continental slope, northeast of the Mexican Tamaulipas coast. Three areas with significant magnetic anomalies are mapped. Correlation of the magnetic anomalies of Perdido block 1 with high-resolution seafloor bathymetry that was acquired simultaneously during the Perdido 1 Campaign and with regional gravity derived from satellite altimetry identifies an area in the form of a magnetic dipole. This dipole area has elevated gravity values and coincides with an elongated submarine elevation. Meanwhile, in the northeastern end of the study block, another area is identified that presents a magnetic high, without bathymetric relief and with negative gravity. This high is part of a regional magnetic alignment associated with residual bodies of the opening process of the Gulf of Mexico. In the geological context of the western sector of the Gulf of Mexico, these features may be associated with igneous bodies that are remnants of the opening process of the Gulf of Mexico. The third area (E-W transverse in the southern sector) is characterized by a magnetic low, located on the transition between two regional structures linked to the opening process of the Gulf of Mexico (the southern portion of the Texas Anomaly, and the Western Transform Fault at Mexico onshore). The geometries and correlations of the magnetic anomaly of these areas suggest that the boundary between the continental and oceanic crust is defined as a diagonal strip that crosses the Perdido 1 block.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	1
AGRADECIMIENTOS	2
RESUMEN	3
ABSTRACT	4
1. INTRODUCCIÓN	8
2. ANTECEDENTES	10
2.1. Marco Fisiográfico	10
2.2. Marco Tectónico de la Cuenca del Golfo de México	13
2.3. Estudios Previos de Geofísica	17
2.3.1. Identificación del COB con Métodos Potenciales	17
2.3.2. Zona de Transición COB en el Golfo de México	17
2.3.3. Configuración Cortical en el Noroeste del Golfo de México	22
2.4. Campo Geomagnético	24
2.4.1. Conceptos Teóricos del Geomagnetismo	24
2.4.2. Magnetismo en las Rocas	25
2.4.3. Componentes de Campo Magnético	26
2.4.4. Variaciones Espaciales	27
2.4.5. Variaciones Temporales	27
2.4.6. Magnetómetros de Precesión Protónica	28
2.4.7. Base de Datos Geomagnéticos de Norte América	29
2.4.8. Gravimetría derivada de Altimetría Satelital	30
3. METODOLOGIA	31
3.1. Área de estudio	31
3.2. Campaña Oceanográfica “Perdido 1”	31
3.2.1. Datos de Batimetría Multihaz y retrodispersión acústica	33
3.2.2. Perfiles Sísmicos de Alta Resolución	33
3.2.3. Registro Magnético Marino	33
3.3. Anomalía de Campo Magnético	36
3.3.1. Reducción por Campo Teórico (IGRF)	36
3.3.2. Reducción por Variación Diurna	37
3.3.3. Reducción por Efecto de Rumbo	39
4. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	43

4.1. RESULTADOS	43
4.1.1. Campo Total en Perdido “1”	43
4.1.2. Reducción por IGRF.....	44
4.1.3. Reducción por Variación Diurna.	45
4.1.4. Reducción por Efecto de Rumbo.....	46
4.1.5. Corrección de la Anomalía con un Filtro Direccional.....	47
4.2. Análisis de Resultados.....	48
4.2.1 Comparación Regional de Datos Batimétricos y Potenciales.	49
5. CONCLUSIONES.....	57
Bibliografía:.....	58
ANEXO A.....	62
ANEXO B.....	65

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1:RASGOS FISIOGRAFICOS GENERALES DE LA CUENCA DEL GOLFO DE MÉXICO.....	11
FIGURA 2:PROVINCIAS GEOLÓGICAS Y GEOMORFOLOGÍA MARINA SECTOR OESTE DEL GOLFO DE MÉXICO/ NORESTE DE MÉXICO..	13
FIGURA 3:DISTRIBUCIÓN DE TIPOS DE CORTEZA EN EL GOLFO DE MÉXICO.	16
FIGURA 4:CARTAS DE ANOMALÍAS POTENCIALES, BATIMÉTRICAS Y DE DIFERENCIA ANGULAR ENTRE GRADIENTES, ÁFRICA OCCIDENTAL ...	18
FIGURA 5:CARTAS DERIVADAS DE ÁNGULO DE INCLINACIÓN EN GRAVEDAD RESIDUAL DEL GOM.	19
FIGURA 6:CARTA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA RTP CON EL CENTRO DE ESPARCIMIENTO PROPUESTO Y PROPUESTA DE COB A NIVEL CUENCA	21
FIGURA 7:ANOMALÍAS DE GRAVEDAD Y MAGNÉTICA DEL GOLFO DE MÉXICO.....	23
FIGURA 8:COMPONENTES DE CAMPO GEOMAGNÉTICO BT.....	27
FIGURA 9:PRINCIPIO DE PRECESIÓN PROTÓNICA.....	29
FIGURA 10:UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO “PERDIDO 1” RESPECTO A GEOMORFOLOGÍA MARINA DEL GOLFO DE MÉXICO.	31
FIGURA 11:DISEÑO DE ADQUISICIÓN, CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA "PERDIDO 1"	32
FIGURA 12:MAGNETÓMETRO DE PRECESIÓN PROTÓNICA G-877.....	34
FIGURA 13:ÍNDICE DST FINAL DEL 05 AL 12 DE DICIEMBRE DE 2015.	35
FIGURA 14: ÍNDICE Kp DEL 05 AL 12 DE DICIEMBRE DE 2015	35
FIGURA 15:DISTANCIA A LOS OBSERVATORIOS GEOMAGNÉTICOS MÁS CERCANOS DE PERDIDO 1	38
FIGURA 16:CURVAS DE VARIACIÓN DIURNA DEL 5 AL 12 DE DICIEMBRE DE 2015	39
FIGURA 17:A) CÍRCULO DE AJUSTE, B) DATOS MAGNÉTICOS ASOCIADOS CORREGIDOS POR IGRF Y VARIACIÓN DIURNA CONTRA RUMBO DEL BARCO EN RADIANES.	41
FIGURA 18:AJUSTE DE BULLARD & MASON A DATOS MAGNÉTICOS REDUCIDOS ESTANDARIZADOS DE CÍRCULO DE AJUSTE A TRAVÉS DE MÍNIMOS CUADRADOS	42
FIGURA 19:CARTA DE CAMPO TOTAL, PERDIDO 1	43
FIGURA 20:CARTA DE DATOS REDUCIDOS POR IGRF, PERDIDO 1	44
FIGURA 21: CARTA DE DATOS REDUCIDOS POR VARIACIÓN DIURNA, PERDIDO 1.	45
FIGURA 22:CARTA DE DATOS REDUCIDOS POR EFECTO DE RUMBO CON CÍRCULO DE AJUSTE, PERDIDO 1.	46
FIGURA 23:CARTA DE DATOS CORREGIDOS CON FILTRO DIRECCIONAL, PERDIDO 1.	48
FIGURA 24:IDENTIFICACIÓN Y DELIMITACIÓN DE ANOMALÍAS PRINCIPALES PARA DATOS REDUCIDOS DE PERDIDO 1.....	49
FIGURA 25: ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DE “PERDIDO 1” SOBRE MODELO DE GRAVEDAD DE SANDWELL ET AL. (2014).....	51
FIGURA 26: ISÓBATAS DE LEVANTAMIENTO “PERDIDO 1” (LÍNEAS CONTINUAS NEGRAS), SOBRE ANOMALÍA MAGNÉTICA DE “PERDIDO 1”	53
FIGURA 27:SUPERPOSICIÓN DE LA ANOMALÍA MAGNÉTICA DE “PERDIDO 1” SOBRE EL REGIONAL MAGNÉTICO : EARTH MAGNETIC ANOMALY GRID V.3 (2017).....	54
FIGURA 28:PROPUESTA FINAL DE COB PARA EL BLOQUE DE PERDIDO 1.	56
FIGURA 29:MODELOS DE DISTRIBUCIÓN CORTICAL SOBRE LÍNEA DE REFRACCIÓN SÍSMICA 2D GUMBO1, NOROESTE DEL GOM	62
FIGURA 30:CARTA DE VALORES DE PROFUNDIDAD DEL MAGNETÓMETRO A LO LARGO DEL LEVANTAMIENTO.....	62
FIGURA 31:CARTA DE VALORES DE AMPLITUD DE SEÑAL (SIGNAL) DEL MAGNETÓMETRO A LO LARGO DEL LEVANTAMIENTO.	63
FIGURA 32:FILTRO IDEAL PARA REMOCIÓN DE HUELLA DEL LEVANTAMIENTO	63
FIGURA 33:COMPARATIVA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA ANTES Y DESPUÉS DE APLICAR EL FILTRO DIRECCIONAL	64
FIGURA 34:ESTILOS ESTRUCTURALES Y SUBPROVINCIAS GEOLÓGICAS EN EL SECTOR OESTE DEL GOM.	64
FIGURA 35: BASE DE DATOS MAGNÉTICOS, PERDIDO 1.....	67

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1: CLASIFICACIÓN DE TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS CON BASE EN ÍNDICES DST Y Kp. EXTRAÍDO DE LAZZUS ET AL.(2022)	36
TABLA 2: COEFICIENTES DE BULLARD & MASON(1960) OBTENIDOS	42

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los desafíos más fascinantes e importantes en la oceanografía geológica es la exploración en los márgenes continentales de litosfera transicional entre la corteza continental y la corteza oceánica, también referidos como límite litosférico continente-océano (COB, *continent-ocean boundary*). Es fundamental comprender este límite pues revela misterios sobre la evolución geológica de las cuencas marinas y su interacción con el margen continental, como es el caso de origen y estado actual de la cuenca del Golfo de México.

Una de las regiones marinas más estudiadas geológicamente y abundantes en recursos energéticos del planeta es la cuenca del Golfo de México (referido aquí GoM de las siglas *Gulf of Mexico*). La delimitación del límite litosférico COB en el GoM ha sido objeto de discusión constante. Esto se debe principalmente a la dificultad de definir la geometría del COB a causa de los masivos espesores de sedimentos en sus márgenes y a los pocos estudios oceanográficos para adquirir datos profundos para su caracterización. La delimitación de esta transición cortical en la cuenca permitiría definir geofísicos de su margen continental. El aporte de una adquisición de registros geofísicos daría un mayor grado de fiabilidad en el modelo evolutivo del Golfo de México, y además contribuiría en él y del ambiente en cuanto a explotación de recursos en su subsuelo y riesgos geológicos a la infraestructura submarina sobre su lecho marino. A lo largo de las últimas décadas, varios estudios geológicos (Eddy et al., 2014; I. Filina, 2019; Nguyen & Mann, 2016; J. Pindell et al., 2016) han ido proponiendo configuraciones corticales más precisas en el interior del GoM, conforme a la adquisición de un mayor número de datos geofísicos. Sin embargo, la mayoría de estas propuestas se realizan con base en la obtención e interpretación de datos regionales, dejando un margen de imprecisión considerable en provincias de particular interés en el interior del GOM; como es en el caso de su margen occidental en la provincia correspondiente al Cinturón Plegado de Perdido, frente a las costas de Tamaulipas.

El objetivo principal de esta tesis es definir mediante el registro del magnetismo remanente el límite litosférico de la zona transicional entre el continente y océano (COB) en la provincia del Cinturón Plegado de Perdido. En particular, el estudio presenta resultados del procesamiento e interpretación de datos magnéticos marinos recopilados en el polígono de investigación "Perdido 1", ubicado a 60 km de las costas de Tamaulipas, México. Estos datos fueron adquiridos durante una campaña oceanográfica, denominada Perdido 1, en diciembre del 2015, como parte del proyecto auspiciado con financiamiento del Fondo de Hidrocarburos (FoHi) de la secretaria de Energía (SENER) y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT). El objetivo principal de esta campaña, a bordo del buque oceanográfico "Justo Sierra" de la

Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), fue de adquirir registros hidroacústicos de la batimetría del lecho marino, perfiles someros del subsuelo y de la columna de agua. Adicionalmente la adquisición de los valores magnéticos no formo parte del proyecto financiado, y solo se aprovechó la salida al mar para llevar a cabo independientemente el registro magnético con el objetivo de estudiar las estructuras profundas que conforma las litosferas oceánica, transicional y continental.

2. ANTECEDENTES

2.1. Marco Fisiográfico

La Cuenca del Golfo de México es una cuenca semicerrada con un área de aproximadamente de 1,500,000 km^2 (Salvador, 1991). La cual bordea el margen del Continente Norteamericano. Al norte, la cuenca está enlazada con el océano Atlántico mediante el estrecho de Florida y Cuba, mientras que al sur se conecta con el Mar Caribe a través del canal de Yucatán, situado entre la península de Yucatán y la isla de Cuba. El margen continental occidental está limitado por las costas de México y Estados Unidos, donde predomina un aporte de sedimentos terrígenos provenientes principalmente de los ríos Brazos, Bravo (Grande), Panuco y Tuxpan (Bryant et al., 1991). La cuenca es limitada al noreste y al sureste por las plataformas carbonatadas de las penínsulas de Florida y Yucatán respectivamente. El lecho marino de la cuenca es conformado por las litologías predominantes de: 1) sedimentos terrígenos en el lecho marino en el margen noroeste, 2) kárstica en ambas plataformas al NE y SE, y 3) los sedimentos pelágicos en la Planicie Abisal de Sigsbee de la parte central (Uchupi, 1975).

Las formas del relieve de la cuenca en sus márgenes varían en función de la provincia geológica; por ejemplo, la porción kárstica se caracteriza por escarpes abruptos transicionales, como lo es el escarpe de Campeche o Florida con pendientes de casi 45° en dirección a la Planicie de Sigsbee (Bryant et al., 1991), donde se alcanzan tirantes de agua de aproximadamente 3,750 m de profundidad. Por otro lado, el relieve cercano a sus márgenes con una litología de sedimentos terrígenos tiende a presentar pendientes más suaves, permitiendo la diferenciación de ambientes transicionales como llanuras costeras, plataforma y talud continental (Salvador, 1991). A lo largo de la línea de costa, existen extensas llanuras en los sectores norte, noroeste y oeste, alcanzando su máxima amplitud en la parte septentrional debido a los grandes aportes terrígenos de los Ríos Mississippi y Río Grande. En la parte noroeste, predomina el valle de Río Grande, que se extiende sobre áreas de los estados de Luisiana, Texas y Tamaulipas. En este sector, las llanuras costeras pasan gradualmente a ser plataforma continental en la porción marina. Esta plataforma continental es subdividida en dos grandes provincias: 1) la plataforma Texas-Luisiana, con extensión variable de entre los 32 y 90 km de ancho, se caracteriza por la presencia de extensas fallas normales y estructuras asociadas a la tectónica salina; 2) la plataforma continental del este de México (desde la desembocadura del Río Grande hasta la saliente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)), presenta una reducción hacia el sur, pasando de extensiones de 80 km a casi de 37 km de ancho.

Bryant et al. (1991) divide la región afluyente del Río Grande en el margen occidental (de norte a sur) en cuatro provincias fisiográficas de acuerdo a sus características geomorfológicas: 1) Emplazamiento Sur del

Río Bravo, la cual coincide en distribución con la cuenca de Burgos y se ve delimitado por el cuerpo fluvial del Rio Grande al norte y la Sierra de Tamaulipas al sur; 2) Emplazamiento de Tampico, relacionado con la cuenca estructural Tampico-Misantla, se acota entre la Sierra de Tamaulipas y la Faja Volcánica Transmexicana ; 3) Emplazamiento de Veracruz, con una extensión de 180 *km*, parte del extremo este de la Faja Volcánica Transmexicana y se extiende hasta el extremo oeste del campo Volcánico de los Tuxtlas y 4) Istmo de Tehuantepec, cuya extensión abarca desde el campo volcánico de los Tuxtlas, hasta la parte oeste de la plataforma carbonatada de Yucatán. La zona de estudio de esta tesis está dentro de la provincia fisiográfica Emplazamiento Sur del Río Bravo, por lo que se ahondara en la región.

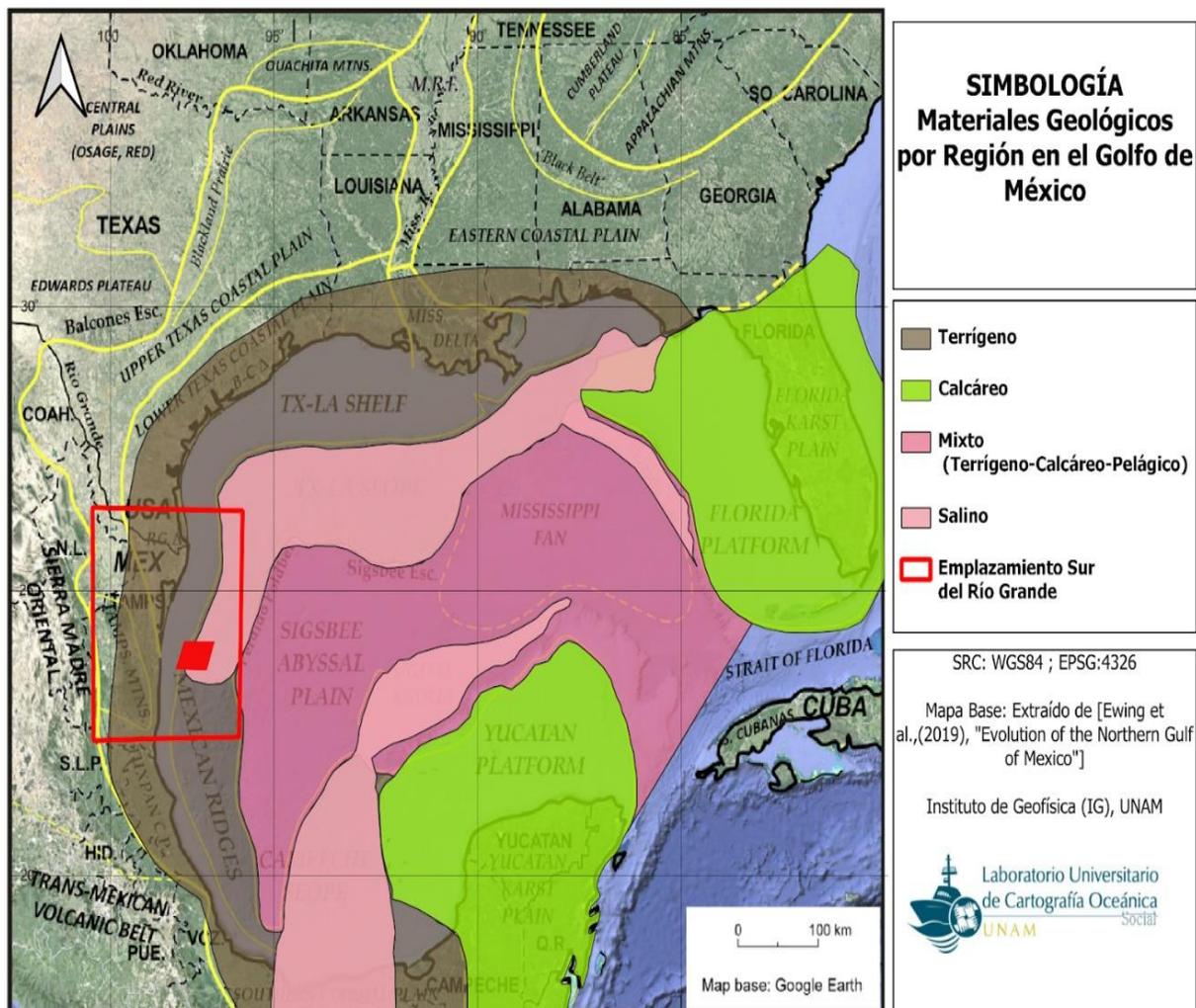


Figura 1: Rasgos Fisiográficos Generales de la Cuenca del Golfo de México, distribución de litologías principales [tomado de (Ewing & Galloway, (2019))]

El emplazamiento (*embayment*) sur del río Grande, con una extensión de 100 *km* de largo, presenta espesores de hasta 10 *km* de sedimentos detríticos desde el Cenozoico. Estos materiales se distribuyen a lo largo de una rampa hacia el este sobre un basamento paleozoico. Geológicamente, esta zona del Golfo De México se ha visto expuesta a procesos compresivos y distensivos en diferentes periodos, dando lugar a complejos sistemas de pliegues en donde predominan las estructuras producto de los movimientos de los cuerpos salinos. La mayoría de estas estructuras poseen diferentes niveles de despegue hacia al este (Pérez Cruz, 1993).

Dentro de este sector, yace una de las provincias geológicas y petroleras más importantes del territorio mexicano: la “Cuenca de Burgos”, cuya extensión en tierra engloba las subprovincias fisiográficas: “Lomeríos de la Costa Golfo Norte”, “Llanura costera Tamaulipeca” y “Llanuras de Coahuila y Nuevo León “. Tiene alcance sobre la plataforma continental hasta el quiebre del talud, y presenta estructuras en superficie causadas por esfuerzos extensionales y depósitos clásticos. Al este de la cuenca de Burgos, yace la provincia geológica “Salina del Bravo”, y al noroeste, la extensión meridional del sistema salino característico de la plataforma Texas-Luisiana.

La Salina del Bravo tiene un régimen estructural compresivo cubierto por tirantes de agua que varían entre los 500 y 2,500 *m*, dominada por estructuras salinas alóctonas. Esta provincia es subdividida por Pemex (2010): al oeste en un sistema de diapiros salinos, mini cuencas y pliegues, y al este en un cinturón plegado subsalino, nombrado Cinturón Plegado de Perdido (CPP). Dentro del primero, se encuentra el acuñamiento de sedimentos del Neógeno contra un campo de diapiros, siendo otra de las provincias geológicas y petroleras más importantes del Golfo de México. El CPP se sitúa en la zona de transición entre el quiebre del talud-plataforma continental y la elevación del talud continental, con una extensión hacia la región noroccidental de la llanura abisal de Sigbsee. Su área total abarca aproximadamente 27,230 *m*² (Fig. 2). Estructuralmente, se conforma por pliegues con dirección SW-NE relacionados a fallas inversas con despegue sobre la sal autóctona del Calloviano, lo que se traduce en pliegues fallados en los flancos y con cuerpos salinos (Patiño Ruiz et al., 2003).

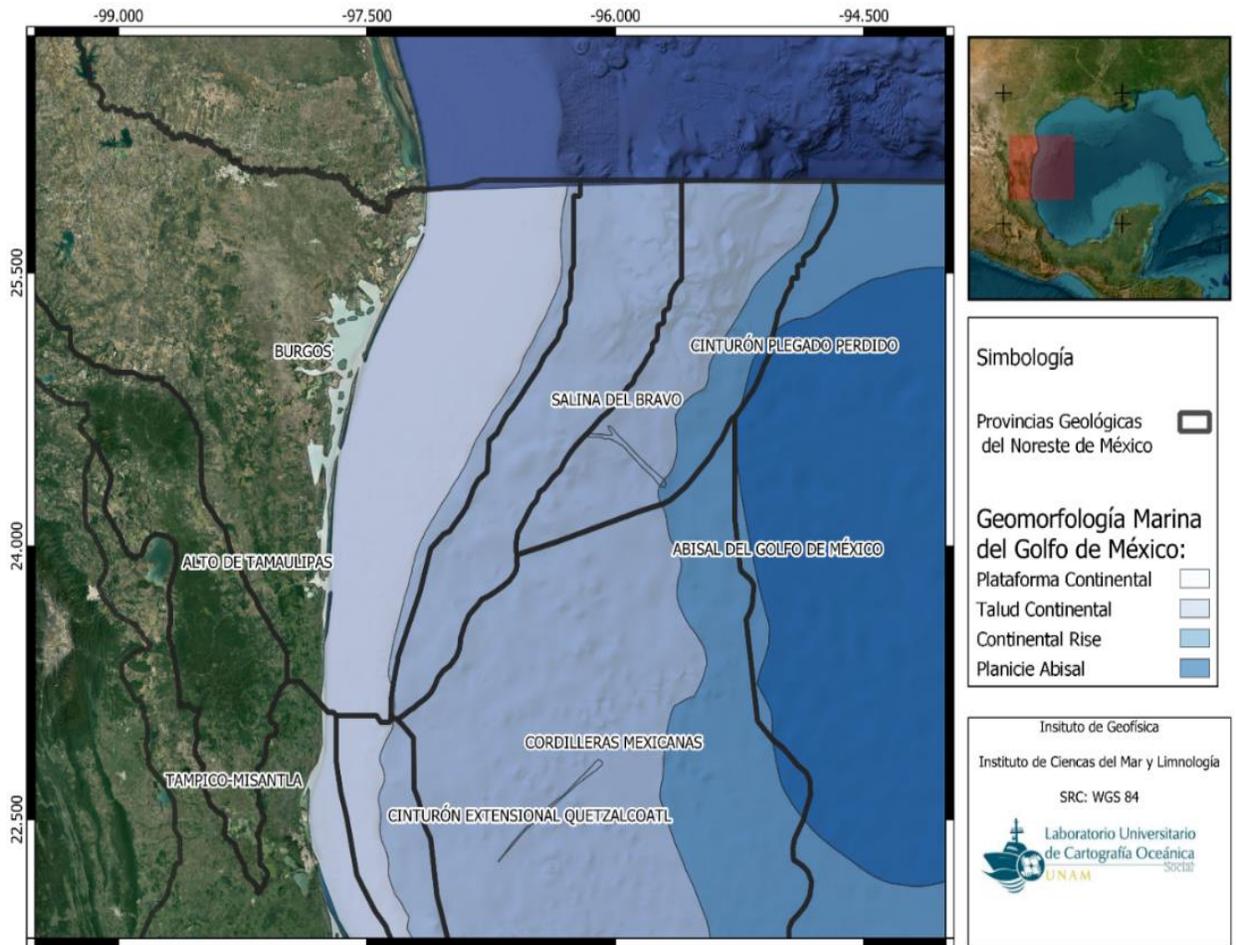


Figura 2: Provincias Geológicas y Geomorfología Marina Sector Oeste del Golfo de México/ Noreste de México. Elaborado en QGIS, Topografía y Batimetría proporcionada por Mapa Base Google Satellite.

2.2. Marco Tectónico de la Cuenca del Golfo de México

El origen del Golfo de México está asociado con la fragmentación de Pangea a finales del periodo Triásico (Padilla Y Sánchez, 2007). La cuenca nace a partir de un proceso de apertura o “rifting”, el cual se estima que duró alrededor de 68 millones de años, desde el Triásico Tardío al Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Salvador, 1991). La presencia de lechos rojos datados en el Triásico Tardío funge como evidencia inicial de este proceso: se distinguen sedimentos terrígenos de origen continental en condiciones de oxidación depositados dentro de fosas tectónicas mediante abanicos aluviales. Estas fosas, dada la continuidad regional que presentan, se asocian como remanentes del proceso de ruptura de Pangea (Rubio Cisneros et al., 2011).

Posterior a este periodo de apertura y producto de una transgresión marina a inicios del Jurásico Temprano (200 Ma.), se generó una cuenca en la porción oeste de México alimentada por el Océano

Pacífico. No obstante, dicha cuenca fue reducida y desplazada al suroeste de México durante el Jurásico Medio (175 Ma), teniendo un aporte de agua más limitado (Salvador, 1991). Durante este periodo, el agua proveniente del océano Pacífico invadió el área donde acaecía el proceso de rift (apertura oceánica), lo que generó la cuenca del Proto-Golfo de aguas someras. Las condiciones someras, junto con las temperaturas asociadas a latitudes tropicales, causaron la formación de grandes cuerpos de evaporitas durante el Calloviano, entre 164 y 161 Ma (Padilla Y Sánchez, 2007). Transgresiones marinas ocurridas durante el Jurásico Tardío (164-161 Ma.) incrementaron el aporte de agua, provocando tanto la generación de extensas plataformas carbonatadas en áreas someras, como un desarrollo general de materia orgánica dentro de las mismas (Ewing & Galloway, 2019).

La sal depositada se vio segmentada en dos bloques principales debido al adelgazamiento de la litosfera continental y la generación de corteza oceánica por rift, desplazando un bloque hacia al noroeste y otro hacia al sureste (con un desplazamiento rotacional antihorario de 42° del Bloque de Yucatán, Fig. 2). En la configuración actual del golfo, estos cuerpos salinos reciben el nombre de Sal de Louann y Sal de Istmo respectivamente. El primer cuerpo abarca desde costas Tamaulipecas hasta el escarpe de Florida, englobando la plataforma continental de sector norte del actual margen del golfo. Mientras que el segundo cuerpo, Sal del Istmo, es emplazado hacia el sur, extendiéndose desde el margen continental de la Bahía de Campeche hasta los escarpes de la plataforma carbonatada que constituye la península de Yucatán.

Durante la generación de corteza oceánica que inicia a finales del Berriasiense (145 Ma), los procesos sedimentarios quedan sujetos a la subsidencia térmica de la corteza oceánica y al incremento gradual de la profundidad, conformando las provincias fisiográficas de la plataforma continental, talud continental y planicie abisal (Ewing & Galloway, 2019). A fines del Cretácico (65 Ma), el aporte de sedimentos clásticos hacia la cuenca se ve drásticamente incrementado producto de las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide en la placa de Norteamérica, constituyendo un margen de grandes espesores de sedimentos clásticos sobre las estructuras autóctonas, tanto de evaporitas como de carbonatos, en los sectores norte y occidental de la cuenca (Salvador, 1991). La carga generada sobre material menos denso (evaporitas), generó estructuras asociadas a la tectónica salina, formando domos y diapiros a lo largo de las costas orientales de México, desde las costas de Tamaulipecas hasta la Bahía de Campeche.

En épocas contemporáneas, el margen norte y occidental del Golfo han tenido un alto aporte de material terrígeno asociado principalmente a la desembocadura de los numerosos cuerpos fluviales provenientes de continente, y siendo dos de estos los principales: Río Mississippi y Río Grande. Su aporte termina por

modelar las formas del relieve del lecho marino frente a sus desembocaduras (Fig. 2). Por otro lado, las plataformas carbonatadas de Florida y Yucatán poseen en menor grado este aporte clástico asociado a su orografía plana característica.

En el Golfo de México, los límites de la litosfera transicional, que separa las litosferas oceánica y continental, aún no han sido claramente definidos debido a la cobertura de grandes espesores de material clástico y salino (Ewing & Galloway, 2019; J. L. Pindell & Kennan, 2009; Salvador, 1991). Así mismo, el límite entre la corteza oceánica y corteza transicional ha sido difícil de precisar debido a la serpentinización de la corteza continental adyacente a la corteza oceánica en el Golfo, relacionado a sus etapas de acreción. La identificación del límite entre la corteza continental y oceánica (COB por sus siglas en inglés) es clave para la caracterización de toda cuenca oceánica, influyendo en los siguientes aspectos:

- Evolución de cuencas sedimentarias: Permite una mejor comprensión en cuanto a la deposición, alcance y configuración de los materiales sedimentarios, lo cual es esencial en este caso para la exploración de recursos naturales, así como la evaluación general de recursos naturales.
- Paleoceanografía: dado que el COB marca la transición entre provincias geológicas continentales y oceánicas, permite realizar un análisis más detallado espacialmente sobre los cambios en las composiciones de los sedimentos, así como los registros paleo climáticos.

Debido a la extensa cobertura sedimentaria y salinas en la cuenca, la adquisición de datos geofísicos y de pozo a altas profundidades ha sido limitada. Las propuestas de la configuración cortical en el interior del golfo más actuales se han construido a partir de la integración de levantamientos geofísicos regionales, información de pocos pozos de exploración y el uso de datos obtenidos por métodos potenciales de origen satelital. Sin embargo, el alcance de estos hasta ahora deja muchos grados de libertad en cuanto a interpretación, lo que ha convergido a la propuesta de múltiples modelos corticales que sugieren diferentes escenarios sobre la apertura y evolución del Golfo de México. Estos modelos continúan siendo objeto de una discusión constante en la comunidad científica, lo que ha contribuido a la adquisición de datos y construcción de modelos con más información enfocados en la demarcación del límite entre la corteza continental y oceánica.

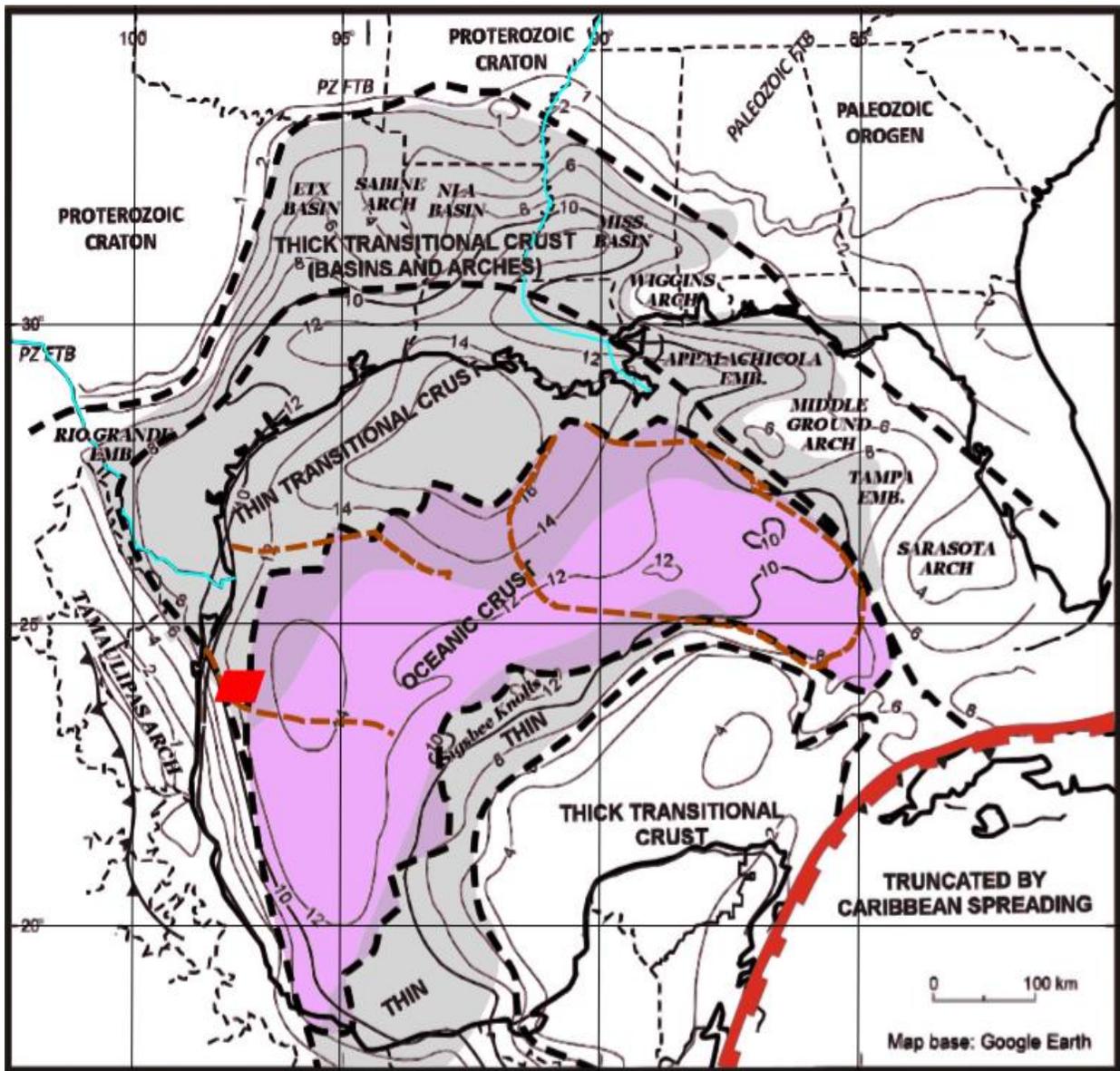


Figura 3: Distribución de tipos de corteza en el Golfo de México. En azul continuo destacan las trazas del Río Grande y Mississippi continuo cuyos aportes son los de mayor influencia en el Golfo de México (café punteado) [tomado de Ewing & Galloway, 2019]. Polígono rojo marca Zona de Estudio "Perdidó 1"

2.3. Estudios Previos de Geofísica

2.3.1. Identificación del COB con Métodos Potenciales

La identificación de la zona transicional entre la corteza continental y oceánica (COB) ha sido inferida a partir de la interpretación de datos gravimétricos, magnéticos y de perfiles sísmicos profundos (Arecco et al., 2016, 2018; Hsu et al., 2004). Estas interpretaciones están basadas en notar un cambio lateral de propiedades físicas como fuese la densidad, magnetización y velocidades sísmicas en la litosfera. Para ello, y como antecedente para todo estudio con el objetivo de identificar el COB, se debe dar énfasis a configuraciones corticales planteadas previamente con base en la distribución de anomalías magnéticas y gravimétricas en la zona de estudio (e.g. Román Ramos et al., 2009). Por ejemplo, Jilinski et al.(2013) usando diferencias angulares entre los gradientes gravimétricos y magnéticos (Fig. 4), identificó la transición entre la litosfera continental y la oceánica en los márgenes continentales de África occidental. Estos gradientes se visualizan como lineamientos de “efecto de borde” y “altos exteriores de anomalías con amplitudes positivas elongadas y paralelas a la costa. Pudiéndose percibir con mayor claridad esta transición con los datos gravimétricos.

2.3.2. Zona de Transición COB en el Golfo de México

Para el Golfo de México, la delimitación del COB es un tema aún sujeto a debate debido a la falta de datos sísmicos a grandes profundidades producto del gran espesor sedimentario y cuerpos salinos que existe en los márgenes de la cuenca, lo que se traduce en numerosas propuestas respecto a la configuración litosférica de la cuenca (I. Filina, 2019; Hudec et al., 2013; Minguez et al., 2020; Nguyen & Mann, 2016; J. Pindell et al., 2016; Sandwell et al., 2014). Considerando la variabilidad interna del golfo en cuanto a geometría, petrología predominante y fisiografía, la mayoría de las propuestas del COB suelen estar basadas en el análisis y modelado de áreas o sectores específicos, siendo los sectores noreste y sur los más estudiados (Eddy et al., 2014; Ewing & Galloway, 2019; Mickus et al., 2009). Para el oeste del Golfo de México (GoM), la propuesta más aceptada (Mickus et al., 2009; Nguyen & Mann, 2016; J. L. Pindell & Kennan, 2009; Román Ramos et al., 2009) sitúa al COB como el remanente de una falla transformante del Jurásico, conocida como Falla principal transformante occidental (WMTF, por sus siglas en inglés). La WMTF, de acuerdo con el modelo tectónico de Nguyen & Mann (2016), es la estructura a través de la cual ocurrió el desplazamiento antihorario del bloque Yucatán hacia el sureste producto de la ruptura de Pangea (Fig. 5).

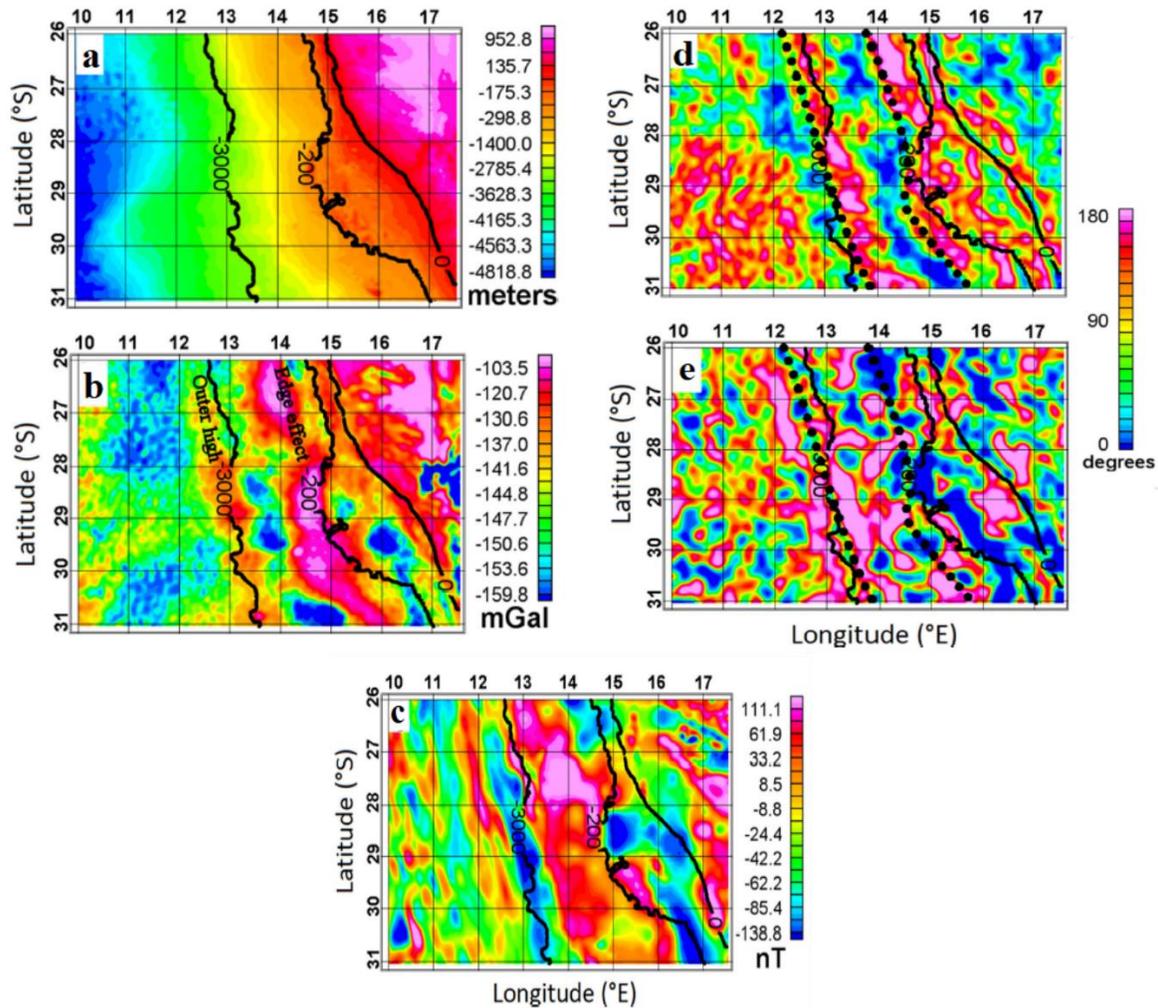


Figura 4: Cartas de Anomalías Potenciales, Batimétricas y de diferencia angular entre gradientes, África Occidental, Jilinsky et al. (2013): a) Carta Batimétrica, b) Carta Anomalía de Aire Libre: Efecto de Borde en Isóbata -200 y Alto exterior en isóbata -3000, c) Carta de Anomalía Magnética, d) Carta diferencia angular entre gradientes de batimetría y anomalía de aire libre, e) Carta diferencia angular entre gradientes de Anomalía de Aire Libre y Anomalía Magnética con filtro pasa-bajas: Línea punteada refiere al COB propuesto por Hirsch et al. (2009)

En la actualidad, se plantea que el basamento en esta área es una franja de corteza continental transicional con intrusiones de un tipo de corteza más densa que termina por marcar la transición entre la litósfera continental y oceánica (Mickus et al., 2009; Román Ramos et al., 2009). Para la delimitación de esta estructura, Nguyen & Mann (2016) utilizaron la derivada de inclinación aplicada a los datos satelitales de gravedad de Sandwell et al. (2014), con el fin de realzar lineamientos a escala regional, siendo para este caso, las zonas de fallas transformantes. Su procesado permitió distinguir un alto gravimétrico alargado paralelo a la costa occidental del golfo con orientación N-S (Fig. 5.a) que coincide con la posición de la WMTF planteada por Román Ramos et al. (2009). Así mismo, se pueden identificar múltiples estructuras curvilíneas paralelas a lo largo del centro de la cuenca que coinciden con propuestas anteriores sobre extintos centros de esparcimiento de corteza oceánica (Fig. 5.b). La identificación de

estos posibles centros de esparcimiento son empleados en el planteamiento de modelos cinemáticos de placas relacionados al proceso de apertura del Golfo, permitiendo entre otras cosas, inferir la geometría de la corteza oceánica extinta dentro de la cuenca, formando parte de la litosfera oceánica.

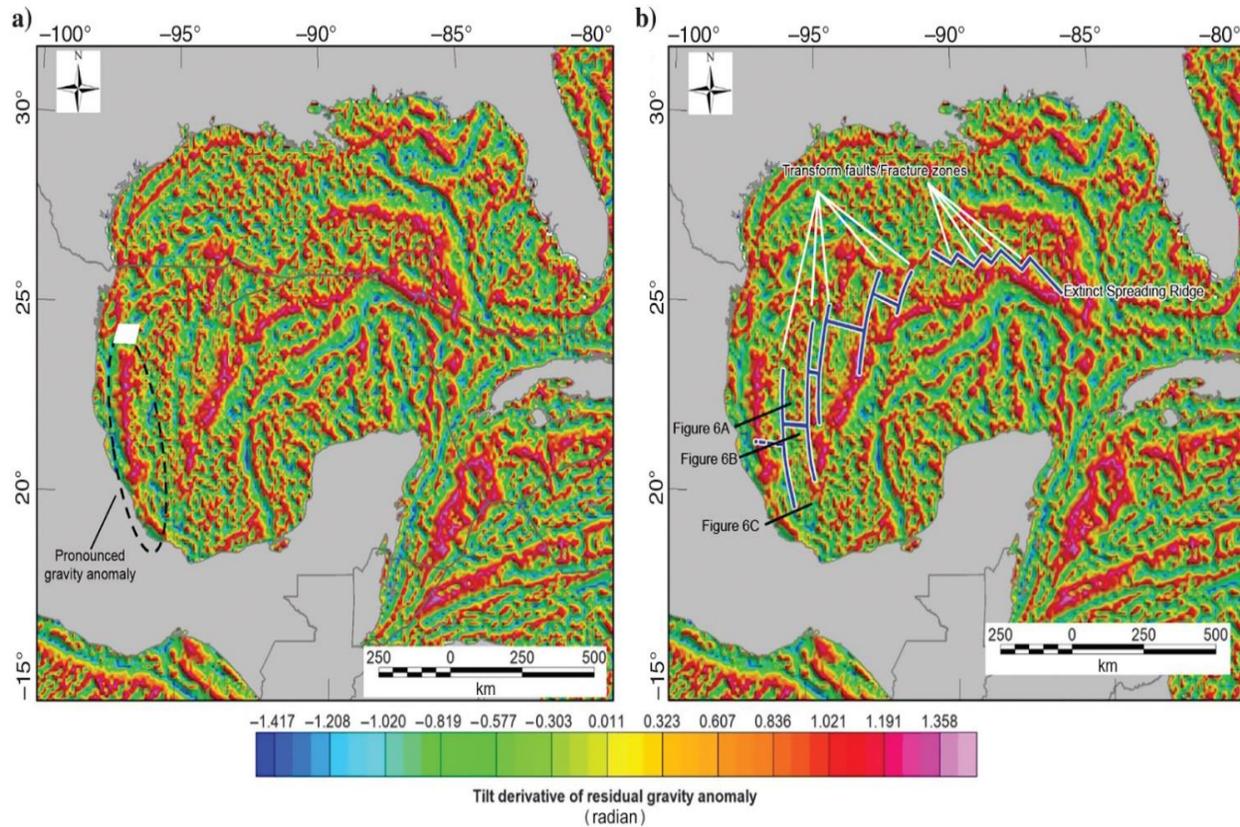


Figura 5: Cartas derivadas de ángulo de inclinación en gravedad residual del GOM. a) Se identifica anomalía pronunciada en sector Occidental. Polígono de Estudio Perdido 1, Polígono blanco b) Propuesta de lineamientos de fractura y centros de esparcimiento. Extraído de Nguyen & Mann (2016).

Al sobreponer los centros de esparcimiento propuestos en la Figura 5.b al campo magnético regional de Maus et al. (2007), presenta una coincidencia entre las transformantes inherentes a los centros de esparcimiento y altos magnéticos distribuidos en el centro de la cuenca. La geometría en el extremo oeste de estas anomalías magnéticas sugiere una mayor extensión en los centros de esparcimiento marcada por la línea azul punteada perpendicular a costas mexicanas (Fig. 6). Al oeste del arco formado por la alta anomalía positiva, se marca el extremo occidental de la litosfera transicional que se observa en el residual de gravedad por Nguyen & Mann (2016). Fueron asignados valores de densidad y espesor cortical en dos puntos aledaños con base en estudios previos del área (Ibrahim et al., 1981; Vazquez-Meneses, 2005). En la Figura 6, el primero yace sobre la extensión occidental de los centros de esparcimiento propuestos (punto negro) donde se estima un espesor cortical de 6.5 km (Ibrahim et al., 1981); mientras que el segundo (punto rojo), se sitúa al oeste sobre un alto magnético con dirección SE-NW asociado a un

complejo batolítico de naturaleza continental y con espesor cortical de 7 km (Vazquez-Meneses, 2005). La WMTF cae en medio de ambos puntos, sugiriendo esta estructura como una zona de transición entre litósfera continental y oceánica. La posición del COB en el margen Oeste del Golfo de México denota una transición abrupta, lo cual contrasta con el COB en el sector norte de la cuenca, donde la mayoría de los modelos plantean una mayor extensión de la corteza transicional adelgazada y un cambio gradual a corteza oceánica (Ewing & Galloway, 2019; I. Y. Filina & Beutel, 2022). La evidencia sugiere que la WMTF delimita la zona que funge como COB; sin embargo, su extensión hacia el norte aún no está bien definida. (Mickus et al., 2009) sugiere que el límite de la WMTF al norte coincide cerca de la desembocadura del Río Grande con la anomalía magnética de Texas, la cual se extiende desde costas mexicanas hasta Lafayette, Luisiana (línea punteada negra en la Figura 6).

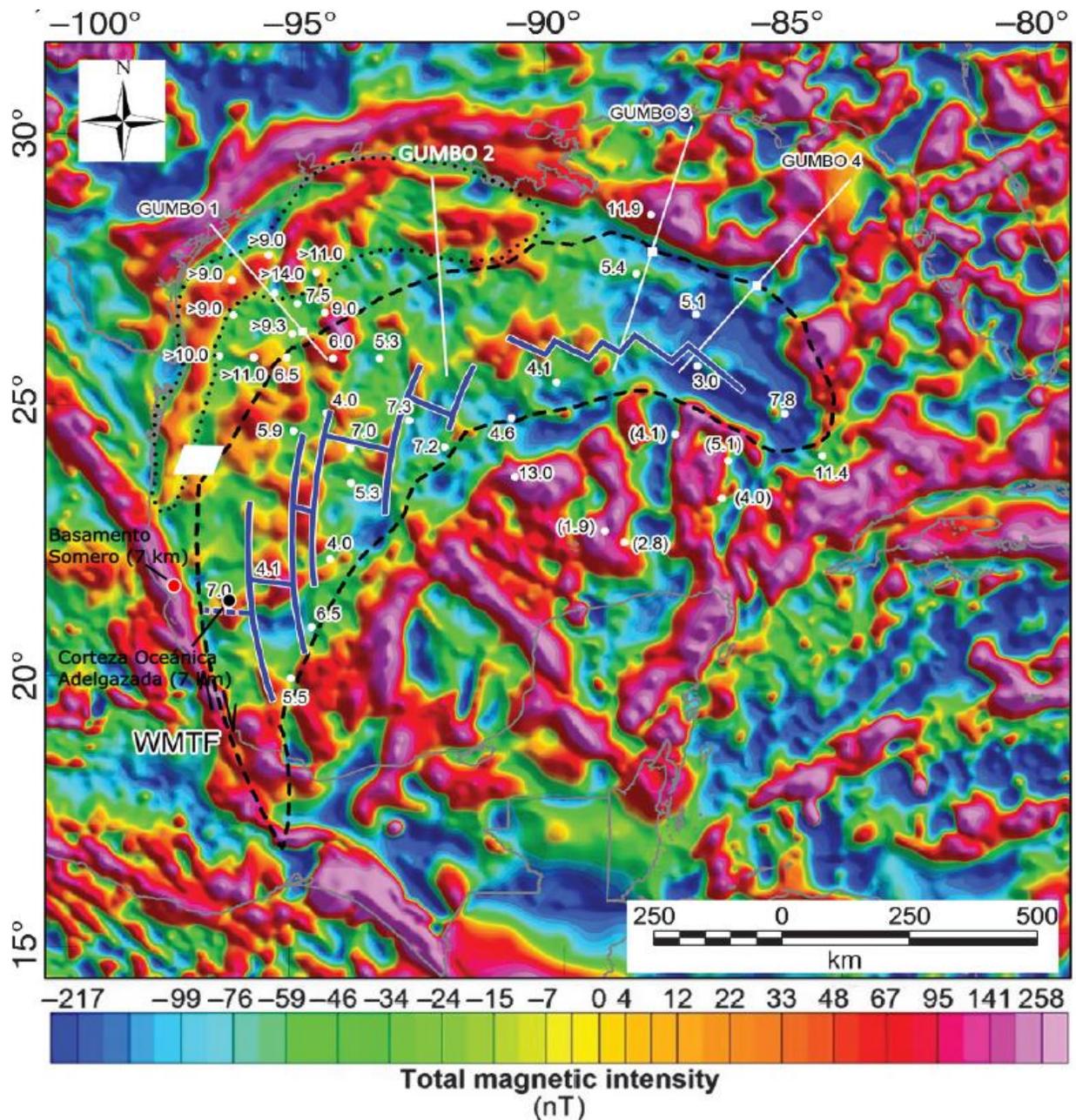


Figura 6: Carta de Anomalia Magnética RTP con el centro de esparcimiento propuesto y propuesta de COB a nivel cuenca. Punto negro representa ubicación donde espesor cortical es de 6.5km. Punto rojo representa ubicación donde espesor del basamento somero es de 7km. Extraído de Nguyen & Mann (2016). Propuesta de COB (línea discontinua negra) delimitada al oeste por la WMTF, con datos de espesor cortical en kilómetros (Puntos blancos) y datos de las líneas de refracción sísmica Gumbo (Líneas continuas blancas) en el norte; se distingue la anomalía del norte del GOM (línea punteada negra) que se relaciona con cuerpos ígneos vinculados al proceso de rift. Extraído de Nguyen & Mann (2016)

2.3.3. Configuración Cortical en el Noroeste del Golfo de México.

En la desembocadura del Río Bravo, la distribución de la corteza oceánica está definida al sur y al norte por las estructuras regionales de la Falla Transformante Occidental (Nguyen & Mann, 2016) y la Anomalía de Texas (Mickus et al., 2009), respectivamente (ver Fig. 5 y 7). No obstante, la configuración cortical en el sector oeste de la cuenca aún no se comprende completamente. (I. Filina, 2019) ha propuesto un modelo cortical para el centro y noroeste del Golfo, basándose en el análisis de líneas de refracción sísmica 2D (GUMBO1 y GUMBO2), junto con la integración de datos de gravedad, magnetismo, registros de pozos y mapas de las sales en la zona. El objetivo es aclarar la distribución de la corteza en este sector. Para validar sus hallazgos, I. Filina (2019) compara dos modelos corticales anteriores del sector noroeste del Golfo de México. El primero, propuesto por Van Avendonk et al. (2015) a partir del análisis de datos sísmicos, postula la presencia de un segmento de manto exhumado con intrusiones de gabro, originado por la descompresión de la astenosfera durante el proceso de rift en la zona. En cambio, Mickus et al. (2009), basándose en el análisis de datos de magnetismo y gravedad regionales, sugiere que el sector noroeste del Golfo de México tiene como basamento el remanente de un rift volcánico.

Sin embargo, el modelo de manto exhumado no tiene en cuenta la existencia de un cuerpo de sal de 13 km de espesor que atraviesa el sector sureste de la línea GUMBO1 (I. Filina et al., 2015), lo que provoca discrepancias tanto en la respuesta magnética como en la gravimétrica (ver Fig. 29, Anexo A). Los resultados indican que en los sectores noroeste y central del GOM, la corteza continental se encuentra adelgazada, con un espesor aproximado de 10 km, y presenta una presencia significativa de intrusivos ígneos, caracterizados por altas velocidades sísmicas y valores elevados de magnetismo y gravedad. Así mismo, I. Filina et al. (2015) sugiere que la ubicación más probable del COB en el sector noroeste del Golfo de México se encuentra en el escarpe de Sigsbee, un rasgo batimétrico regional.

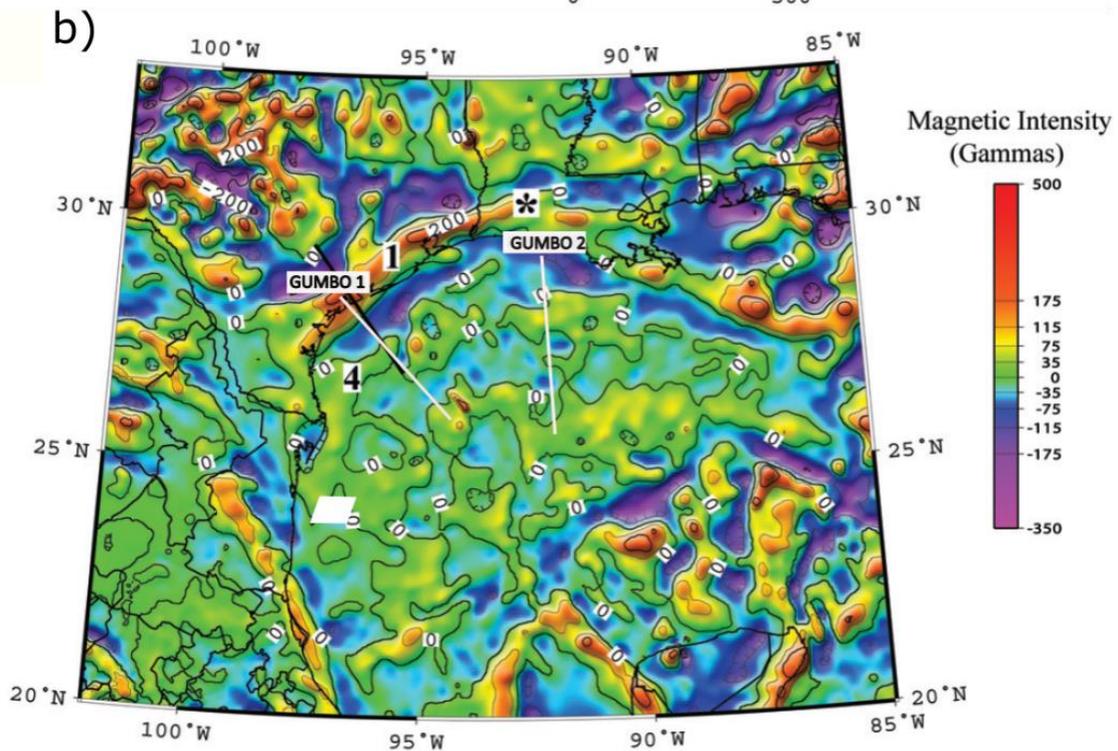
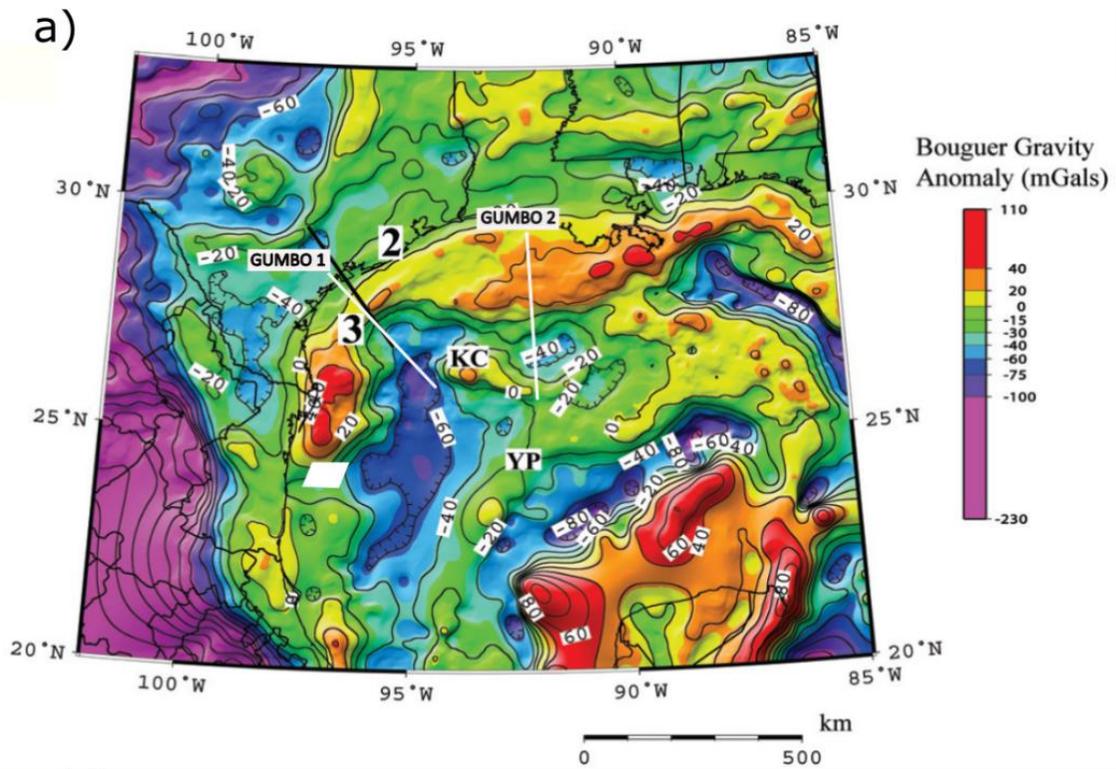


Figura 7: Anomalías de Gravedad y Magnética del Golfo de México. a) Anomalia de Bouguer, b) Anomalia de Intensidad Magnética. Anomalías de gravedad: alto en amplitud (3), baja en amplitud (2). Anomalías magnéticas: alta amplitud (1), baja amplitud (4). Extraído de Mickus et al. (2009). Bloque de Estudio Perdido 1, Polígono color blanco. Proyección de posición líneas de refracción sísmica GUMBO 1 Y GUMBO 2, líneas color blanco.

2.4. Campo Geomagnético

2.4.1. Conceptos Teóricos del Geomagnetismo

La tierra posee un campo magnético (B_T), el cual puede representarse como un dipolo magnético ubicado en el centro del planeta, con un desplazamiento de 11° con respecto al eje de rotación terrestre. El campo geomagnético experimenta variaciones en tiempo y espacio debido a las múltiples fuentes que lo constituyen; las cuales pueden clasificarse como internas y externas.

Campo Interno

Constituye el 98% del campo total, donde el 90% es generado por el núcleo externo producto del movimiento convectivo de materiales fundidos en el núcleo exterior de la tierra, siendo el Hierro y Níquel los componentes principales. Su movimiento, a su vez, genera corrientes eléctricas que inducen un campo magnético (Telford et al., 1990).

La segunda fuente fundamental del campo es la componente del magnetismo remanente que preservan las rocas ígneas al formarse y es resultado de los minerales magnéticos que constituyen la corteza terrestre. Dada la heterogeneidad inherente de la corteza en cuanto a distribución de materiales, este campo tiene alta variabilidad espacial.

Campo Externo

El campo magnético externo representa el aporte mínimo en cuanto al campo total geomagnético, y es producido por la interacción de la ionosfera, capa atmosférica entre los 60 y 1000 km, con partículas cargadas provenientes del espacio. Este fenómeno involucra la interacción dinámica entre las partículas de la ionosfera con aquellos incidentes del espacio exterior, lo que genera corrientes eléctricas en la atmosfera alta. El aporte de partículas provenientes del medio interplanetario está sujeta a variaciones periódicas y esporádicas de la actividad solar, como: ciclos solares, variaciones diurnas solares, variaciones lunares y tormentas magnéticas asociadas a las manchas solares (Rodríguez Santana et al., 2006). Fenómenos como las tormentas solares son el resultado de las eyecciones de masa coronal solar (EMC), las cuales aumentan el flujo de partículas solares cargadas que ingresan en dirección hacia la atmósfera terrestre. Este impacto perturba el campo magnético externo, llegando a afectar los sistemas de telecomunicaciones y los registros magnéticos adquiridos durante tales eventos.

2.4.2. Magnetismo en las Rocas.

La magnetización de cualquier material generada por un campo magnético \vec{H} , se relaciona directamente con el campo de inducción magnética \vec{B} mediante la permeabilidad magnética del medio magnetizable μ . Esto da lugar al vector de magnetización inducida (M_i), el cual se obtiene con el producto de \vec{H} por la susceptibilidad magnética (χ):

$$\vec{M}_i = \chi \vec{H} \quad \dots (1)$$

La susceptibilidad magnética representa la "facilidad" con la que un material puede magnetizarse. Los materiales de baja susceptibilidad se clasifican en dos grupos principales diferenciados por la respuesta ante la influencia de un campo magnético externo, esto definido a partir de su configuración (Jones, 1999):

- Paramagnéticos: Materiales con orbitales electrónicos incompletos y ante la influencia de un campo externo, sus dipolos son rotados en dirección del campo. Comúnmente sus susceptibilidades son de baja magnitud. Algunos ejemplos de minerales con esta propiedad son: Olivino($(Mg, Fe)_2SiO_4$), Piroxeno($(Mg, Fe)SiO_3$), anfíboles ($(Ca, Na)(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6(OH, F)$)
- Diamagnéticos: Materiales que poseen orbitales electrónicos completos. Al ser sometidos a un campo externo, los dipolos producen un campo en dirección contraria al externo. Estos materiales tienen susceptibilidades de muy baja o casi nula magnitud. Ejemplos: Cuarzo (SiO_2), Calcita($CaCO_3$), Ortoclasa($KAlSi_3O_8$) y halita($NaCl$).

No obstante, existen materiales paramagnéticos en los que sus orbitales atómicos se traslapan, produciendo magnetizaciones fuertes dentro de la estructura atómica interna. En función del tipo de acoplamiento, se divide este comportamiento en tres dominios:

- o Ferromagnéticos: materiales con momentos magnéticos que se alinean paralelos al campo y dan lugar a una magnetización de gran magnitud, representada como susceptibilidades positivas de amplitud significativa. Ejemplos: Hematita (Fe_2O_3), Magnetita (Fe_3O_4)
- o Antiferromagnéticos: materiales de comportamiento antagónico a los ferromagnéticos. Los momentos magnéticos se alinean anti paralelamente, lo que se refleja en nulo momento magnético. Ejemplos: Cromanita ($FeCr_2O_4$), Ilmenita ($FeTiO_3$) y Cromita ($FeCr_2O_4$).
- o Ferrimagnéticos: materiales resultantes cuando los momentos son alineados de forma anti paralela, pero existe una diferencia de magnitud sobre dichos momentos, produciendo un

momento magnético neto de cierta magnitud. Ejemplos: Pirrotita(FeS_{1+x}) y Maghemita($Fe_2^{3+}O_3$).

Existen dos tipos de magnetización en un material, remanente o inducida: La magnetización remanente consta de un magnetismo permanente que es invariable ante el campo externo. El material preserva la cantidad de magnetización aún haya sido retirado el campo externo. Esta magnetización predomina en rocas con alto contenido de minerales ferromagnéticos, como es el caso de los basaltos oceánicos (Rodríguez Santana et al., 2006).

El comportamiento de materiales ferromagnéticos y ferrimagnéticos está en función de la temperatura ambiental a la que están sometidos, pues dado que la temperatura es una manifestación macroscópica del estado inercial de los arreglos atómicos de un material, estas propiedades magnéticas pueden fluctuar o desaparecer a temperaturas muy elevadas, sobre pasando la temperatura de Curie (T_C). Siendo esta, la temperatura crítica a la cual los materiales pierden su magnetización. La T_C es variable para cada roca y depende del contenido mineral de cada una.

2.4.3. Componentes de Campo Magnético

Para caracterizar las componentes vectoriales del campo geomagnético, se utiliza un sistema cartesiano donde son proyectadas tres componentes ortogonales del campo B_T sobre la superficie terrestre. La componente B_x está alineada con el norte geográfico, la B_y con el este geográfico y la vertical B_z con el nadir del punto de referencia (Fig. 10). Las componentes B_y y B_z poseen sus valores máximos en los polos, mientras que la B_x en el ecuador magnético (Blakely, 1995). A partir de estos tres elementos se describe la intensidad total del campo, cuya naturaleza es escalar y se expresa en nanoteslas (nT):

$$F = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad \dots (2)$$

La descripción del campo B considera dos componentes angulares formadas entre la componente horizontal H con el vector de intensidad total del campo (F) y con la componente B_x , describiendo así la inclinación (I) y declinación magnética (D) respectivamente (Fig. 9). Esta última, expresa la distancia angular que existe entre el norte geográfico y magnético, lo que marca un punto de referencia para analizar cualquier desplazamiento que exista en el polo magnético.

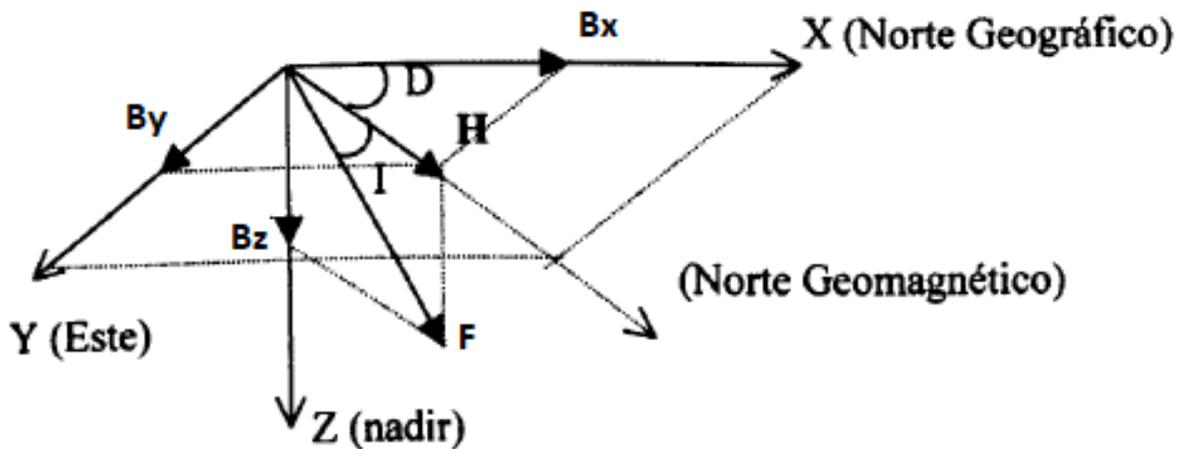


Figura 8: Componentes de Campo Geomagnético BT, extraído de Rodríguez Santana et al. (2006)

2.4.4. Variaciones Espaciales

Debido a la “presión” que ejerce el viento solar sobre la magnetósfera, el campo geomagnético externo adopta la forma geométrica de un dipolo magnético asimétrico que asemeja a un cometa, viéndose acortado en el hemisferio diurno y alargado en el hemisferio nocturno, abarcando en distancia de entre 10 y 100 radios terrestres respectivamente. Esta geometría presenta líneas de campo perpendiculares a la superficie terrestre en los polos magnéticos y paralelas en el ecuador magnético, lo que implica que el valor de las componentes del campo como sus vectores varían a lo largo de todo el planeta. Como es el caso, la intensidad de campo total alcanza valores promedio de 30,000 nT en el Ecuador y de 60,000 nT en los polos (Hinze et al., 2013).

2.4.5. Variaciones Temporales

Las variaciones temporales del campo geomagnético están sujetas a diferentes escalas de magnitud, abarcando desde intervalos de milisegundos hasta miles de años. La duración de cada variación estará relacionada con su causa, siendo clasificadas en variaciones periódicas y no periódicas. Las variaciones periódicas suelen ser de mayor duración y magnitud: variaciones lunares, solares y seculares son ejemplos de estas. Por otro lado, las no periódicas se adjudican a eventos transitorios e imprevisibles, como suelen ser las tormentas geomagnéticas.

Las variaciones periódicas pueden acaecer tanto en el campo interno como en el externo. Para el caso del campo interno: de acuerdo con observaciones realizadas a lo largo de más de 1,500 años por diferentes observaciones magnéticas en el mundo (Hinze et al., 2013; Jones, 1999; Reynolds, 2011), los polos magnéticos cambiaron de ubicación a causa de la compleja dinámica que tiene el núcleo externo de la Tierra, lo que refleja una traslación del campo principal en dirección oeste a una tasa de 0.18° por año en los últimos 400 años (Reynolds, 2011). Así mismo, este proceso interno se asocia como causa de la disminución progresiva de la intensidad del campo de un 5% por siglo; lo que algunos autores (Hinze et al., 2013; Telford et al., 1990) lo han relacionado al proceso de inversión del campo magnético. Este fenómeno cambia los valores de declinación, inclinación e intensidad del campo geomagnético a través del tiempo.

En el caso de las variaciones periódicas del campo externo, están relacionadas a la actividad solar y lunar. El actual monitoreo magnético ha registrado variaciones diurnas solares y lunares con periodos entre 24 y 25 horas, siendo estas últimas opacadas por las variaciones solares con valores de promedio 30 nT. Las tormentas geomagnéticas inducen variaciones no periódicas de amplitud del orden de centenas de nT. Pueden durar horas o días debido al súbito flujo de partículas cargadas que provienen del sol hacia la Tierra. Cuando estas ocurren, el registro magnético varía de lugar a lugar al presentar una alta no linealidad en su comportamiento. Actualmente a nivel global, estos periodos son identificados por medio de indicadores como son los conocidos índices: 1) *Disturbance Storm Index (DST)* y 2) *Planetary K-index (Kp)*, que permiten monitorear la actividad solar y sus efectos en el campo magnético. El DST refleja la magnitud de las corrientes inducidas por la actividad solar a nivel global. Posee unidades de nanoteslas (nT) y se estima a partir de mediciones de componente horizontal del campo provenientes de diferentes observatorios geomagnéticos alrededor del mundo. En calma magnética, sus valores oscilan alrededor de 0. De forma similar, el índice *Kp* planetario mide la componente vertical del campo en diferentes puntos de la tierra, y con ello estima en una escala del 0 al 9 la intensidad de las tormentas geomagnéticas en la Tierra. Este índice se actualiza cada 3 horas, por lo que cada día posee 8 mediciones de índice *Kp* planetario.

2.4.6. Magnetómetros de Precesión Protónica

Los valores de intensidad total del campo geomagnético pueden ser medidos con el uso de magnetómetros de precesión protónica. Estos magnetómetros se basan en la naturaleza eléctrica y dinámica de las partículas fundamentales para estimar la influencia de campos magnéticos externos a partir de medir la intensidad de campo $|\vec{F}|$. Para entender cómo se mide la intensidad, se considera la

Ley de Ampere-Maxwell, en la cual los protones al tener carga y movimiento fungen como pequeños dipolos magnéticos, por lo que estos se alinean ante la presencia de un campo magnético externo lo suficientemente fuerte. Por ende, muchos instrumentos enfocados en la medición de campos magnéticos se fundamentan en someter una solución rica en moléculas orgánicas a un campo magnético de fuente artificial provocando una alineación de los protones con las líneas del campo externo. Una vez alineados se suspende dicho campo, lo que provoca que la única influencia representativa restante que tienen los protones es la del campo geomagnético. Durante este proceso de realinearse con el campo magnético terrestre, los protones describen un movimiento de precesión, cuya frecuencia es proporcional a la intensidad del campo magnético terrestre (Fig. 11).

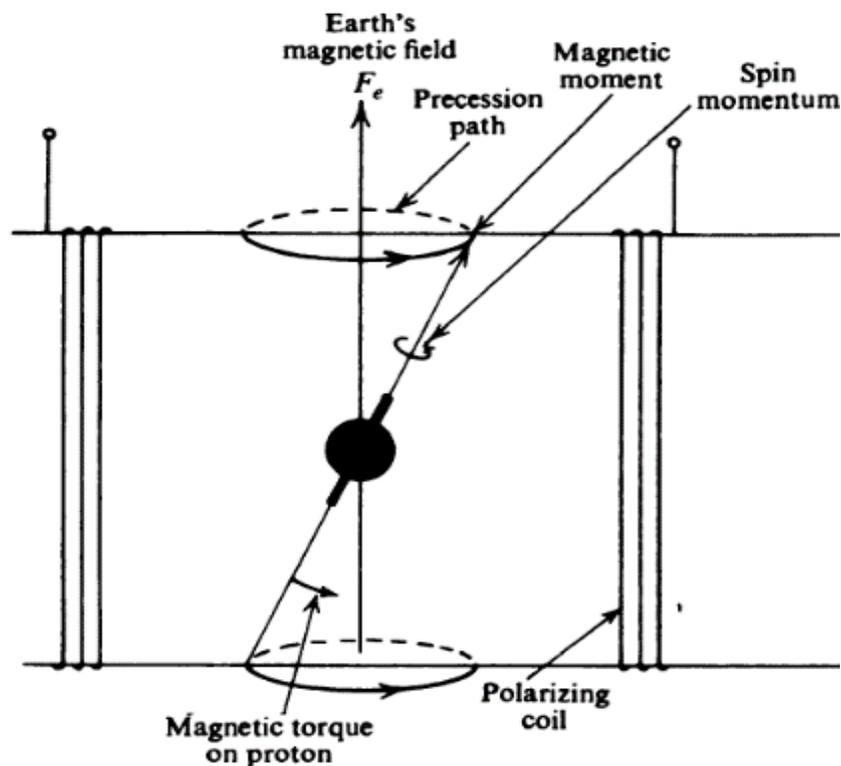


Figura 9: Principio de Precesión Protónica. Extraído de Telford et al. (1990)

2.4.7. Base de Datos Geomagnéticos de Norte América

Producto de la evolución tecnológica y libertad de la información, mediciones magnéticas han sido integradas a cartas regionales del campo magnético, provenientes de datos aéreos, marinos y satelitales. Estas mediciones se han compilado para integralas a bases de datos en un sistema de referencia regional,

a partir del cual se puede evaluar la calidad de datos magnéticos adquiridos en levantamientos locales. Para el caso del sector marino de Norte América, la base de datos regional que se utilizó en el trabajo presente es el Grid de anomalías magnéticas de la Tierra (*EMAG2V3*).

Esta base de datos EMAG2V3 se compone de alrededor de 76.1 millones de mediciones, compilados de levantamiento aéreos, marinos, satelitales y de bases magnéticas. Proporcionando una resolución de 2 minutos de arco o 3.7 kilómetros, lo que asegura tener una cobertura de estructuras regionales de la superficie de la tierra. Como base del modelo en cuanto a las bajas frecuencias, se integraron los datos observados con el modelo MF7 (Meyer et al., 2017), contemplando longitudes de onda mayores a los 300 km y permitiendo transiciones coherentes regionales a las globales.

2.4.8. Gravimetría derivada de Altimetría Satelital

El conocimiento gravimétrico universal del fondo marino es importante para aprovechar de manera sostenible sus recursos naturales, como también el comprender los procesos geodinámicos en las cuencas marinas. Sin embargo, obtener registros gravimétricos de alta resolución en el mar conlleva un gasto de recursos considerable, lo que ha limitado la adquisición de datos a nivel global. Esto ha llevado a explorar alternativas para realizar mediciones de gravedad, buscando maximizar la cobertura y resolución en las cuencas oceánicas. Una forma de caracterizar la gravedad a nivel regional es mediante observaciones satelitales de altimetría. Este procedimiento parte de estimar la distancia del satélite a la superficie del mar a través de pulsos electromagnéticos o de láseres. Dado que la superficie del mar representa una superficie equipotencial, puede asociarse esta medición de distancia con el geoide, el cual asume un nivel medio del mar en calma. Por ende, los valores de altimetría son utilizados para medir las anomalías de gravedad en el océano. De esta forma, se permite visualizar estructuras geológicas regionales y las variaciones de las densidades corticales (Hinze et al., 2013).

Para este estudio, el modelo de gravedad marino global creado por Sandwell et al. (2014) es utilizado. Las mediciones altimétricas fueron registradas con los satélites CryoSat-2 y Jason-1. Esta base de datos tiene una resolución de $\sim 2 \text{ mGal}$, lo que permite identificar estructuras o lineamientos que yacen debajo de un alto espesor sedimentario. Sin embargo, las variaciones de gravedad en escalas menores a los 200 km para este modelo de gravedad, reflejan principalmente la topografía del fondo marino (Sandwell et al., 2014).

3. METODOLOGIA

3.1. Área de estudio

El área de estudio “Bloque de Perdido 1” está entre las latitudes 24° 41.5’ N a 23° 46.0’ N y de las longitudes entre 97° 15.5’ W a 96° 08.0’ W, situándose sobre el talud continental frente a costas mexicanas del estado de Tamaulipas, en el margen occidental de la Cuenca del Golfo de México. El bloque de Perdido 1 cubre una superficie de 4,078 km^2 con una profundidad media de 2,137 m. Los valores magnéticos del bloque fueron adquiridos durante la campaña oceanográfica titulada Perdido Uno que se realizó en diciembre del 2015. Durante esta campaña también se adquirieron datos batimétricos multihaz y reflexión sísmica de alta resolución. En cuanto al contexto geológico, el polígono está en tres provincias: Salina del Bravo, Cuenca de Burgos y Cinturón Plegado de Perdido, siendo la primera con la mayor cobertura.

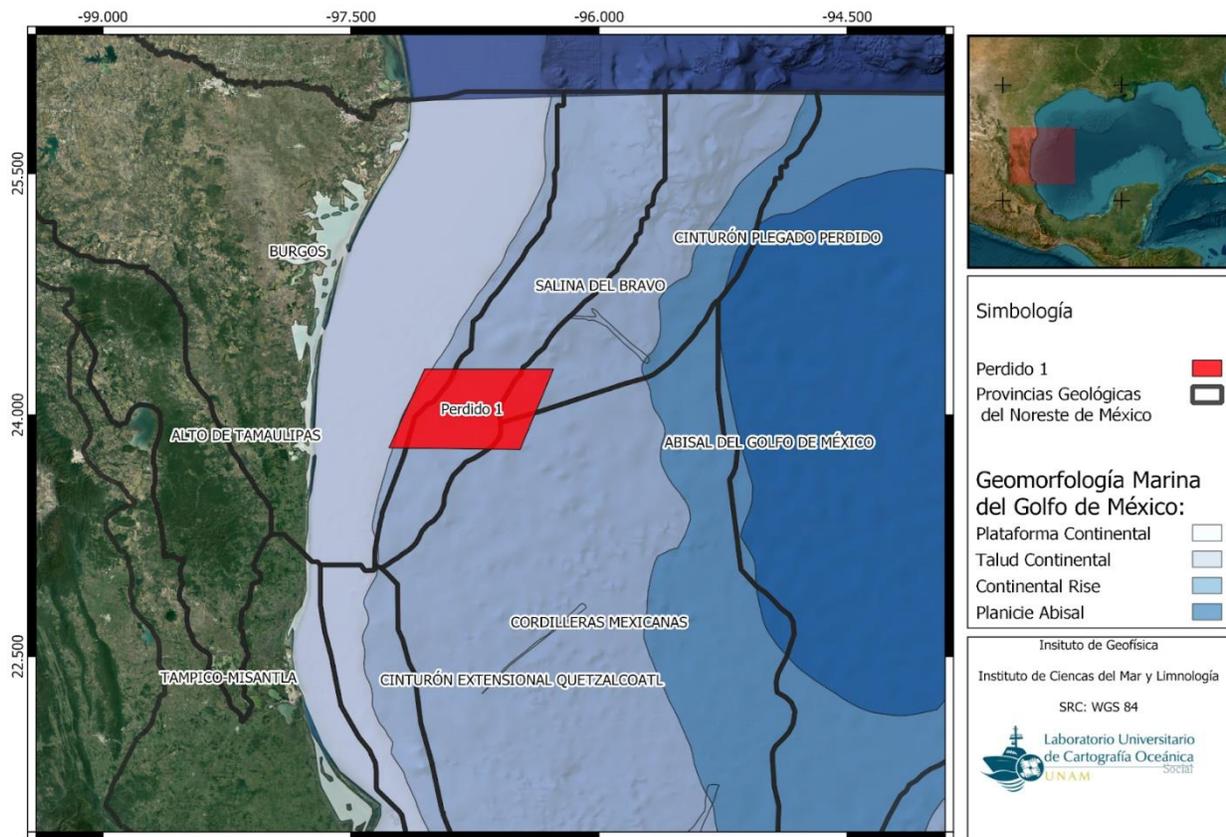


Figura 10: Ubicación de la zona de estudio “Perdido 1” respecto a Geomorfología Marina del Golfo de México, CNH. Realizado en QGIS.

3.2. Campaña Oceanográfica “Perdido 1”

El buque oceanográfico “Justo Sierra”, administrado por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), que opera en la Zona Económica Exclusiva de México del Golfo de México, fue utilizado para la

adquisición de datos durante la campaña “Perdido1”, la cual se llevó a cabo del 1 al 12 de diciembre del 2015, como parte de las investigaciones del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGOM), con el objetivo de obtener nuevos conocimientos del estado físico del lecho marino en el margen occidental del golfo, caracterizando tanto la fisiografía de su relieve, la litología de su subsuelo y las anomalías magnéticas del cinturón plegado de Perdido. Como parte de los registros obtenidos en Perdido 1, la prospección consistió en 30 perfiles paralelos con orientación SW-NE, con longitudes de 55 km en promedio, así como un perfil transversal (W-E con una longitud de 79 km) que cruzo los perfiles paralelos para utilizarse como amarre. Considerando que el método batimétrico multihaz se utilizará para lograr una cobertura del 100%, el espaciado entre perfiles depende de las profundidades. Por lo tanto, el espacio entre los perfiles fue ajustado de manera variable. El espaciamiento entre líneas de adquisición dentro del polígono tiene un incremento gradual conforme se progresaba a mayor profundidad. En cada perfil se registraron datos multihaz (valores múltiples de batimetría e imágenes de retrodispersión acústica del piso oceánico), perfiles de reflexión sísmica del subsuelo y valores magnéticos; siendo estos últimos el objeto de esta tesis.

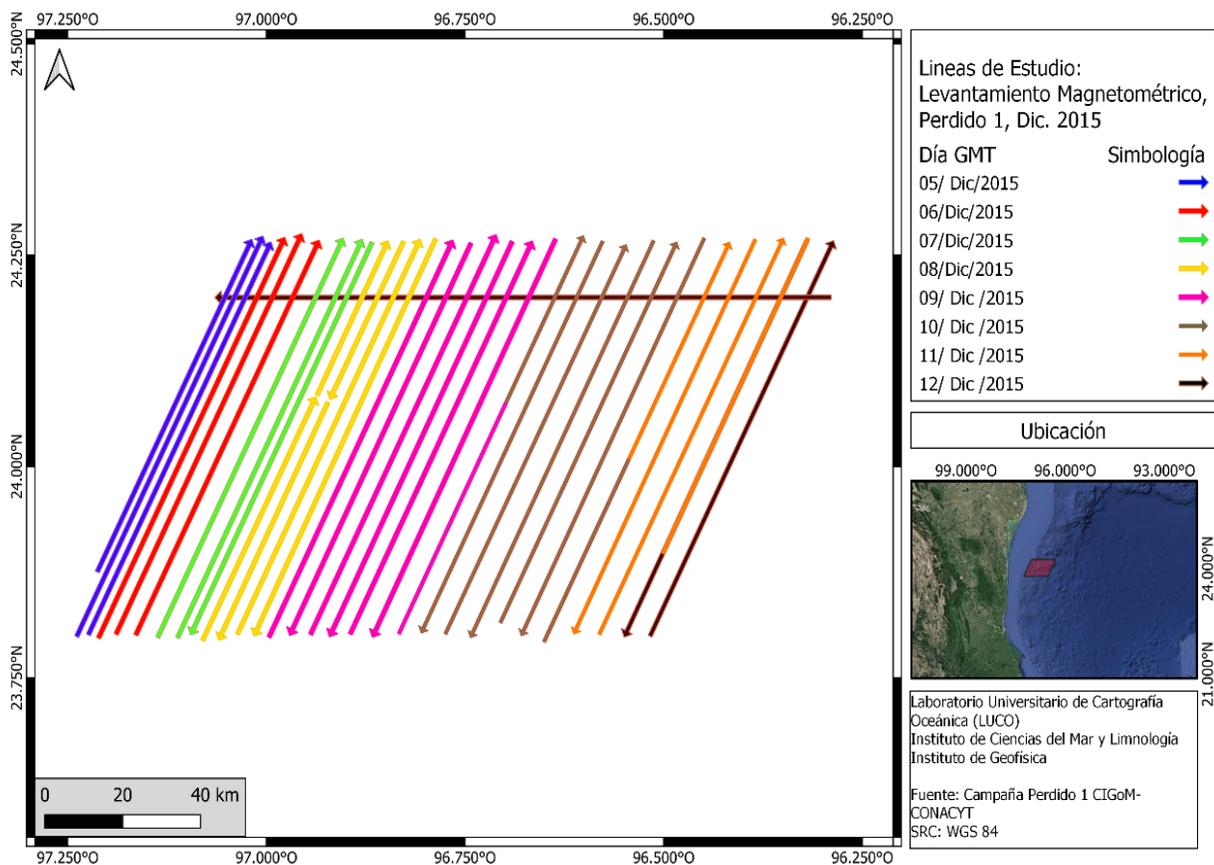


Figura 11: Diseño de adquisición, campaña Oceanográfica "Perdido 1"

3.2.1. Datos de Batimetría Multihaz y retrodispersión acústica

Utilizando un ecosonda Multihaz EM300 marca Kongsberg, fueron registradas múltiples mediciones equidistantes de profundidad del lecho marino, así como sus propiedades acústicas en la litología superficial. El ecosonda multihaz opera con una frecuencia nominal a 30 kHz, dando una cobertura angular de hasta 150 grados con 135 haces por pulso con aperturas de hasta 1 grado entre haces. Con un alcance óptimo en profundidad de hasta 5 km, cubre hasta 5 km por barrido. Así mismo, el ecosonda registró simultáneamente valores de retrodispersión acústica provenientes de la superficie del lecho marino que permiten conocer la “dureza” y “rugosidad” del lecho marino con base en la intensidad de la onda acústica retro dispersada, permitiendo así diferenciar las propiedades física que correspondiera a un lecho rocoso, cubierto de sedimento no consolidado, liso o rugoso.

3.2.2. Perfiles Sísmicos de Alta Resolución

Perfiles sísmicos de alta resolución fueron adquiridos con el uso de un ecosonda de penetración TOPAS PS18 del fabricante Kongsberg, referida técnicamente como perfilador sísmico de penetración. Este perfilador opera con una frecuencia primaria de 15-21 kHz y una secundaria de .5 - 6 kHz. Tiene una capacidad de alcance en profundidad entre los 20 m hasta 4,000 m. El pulso del perfilador tiene la capacidad de penetrar hasta 200 metros, permitiendo visualizar estratos con espesores de resolución superiores a los 15 cm. Su desempeño puede estar restringido en aguas con profundidades superiores a los 3,800 metros.

3.2.3. Registro Magnético Marino

Para la adquisición de datos magnéticos marinos, un magnetómetro de precesión protónica G-877 de la marca Geometrics fue utilizado (Fig. 12). El funcionamiento del magnetómetro se compone de 5 partes esenciales: un sensor instalado en un cuerpo submarino, un cable de arrastre, una caja de interfaz (*junction box*), una fuente de alimentación y una plataforma digital con el Software *MagLogLiteTM*, a través del cual se programa la adquisición y visualiza el registro de datos.

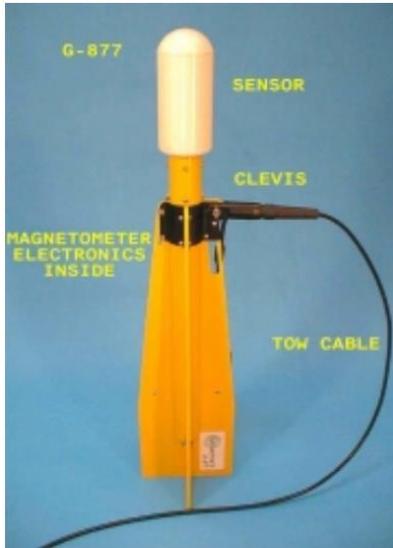


Figura 12: Magnetómetro de precesión protónica G-877, Marca Geometrics. Extraído de (GEOMETRICS, 2001)

El sensor arrastrado registra solo la intensidad total de campo magnético, con una resolución de 0.1 nT, y a intervalos regulares de 2 s. El sensor magnético del G-877 es remolcado a 250 m de la popa, teniendo en cuenta el efecto magnético inducido por la embarcación. El cable del magnetómetro usado en el arrastre tiene un alma que minimiza el ruido magnético generado por el buque. El registro del levantamiento magnético se llevó a cabo a una velocidad promedio de 8 nudos (4.11 m/s), obteniendo un espaciado promedio de 8.22 m entre mediciones.

Índices Geomagnéticos de tormenta (DST) y planetario K_p .

Para verificar que no haya ocurrido una tormenta magnética durante los días de adquisición (5 al 12 de diciembre de 2015), los índices de actividad geomagnética *DST* (*Disturbance Storm Index*) y K_p planetario fueron examinados. El índice *DST* fue extraído de las bases globales del Centro de Análisis de Datos de Geomagnetismo en la Universidad de Kyoto, donde se tienen registros definitivos desde 1957 hasta 2016. La figura 13 muestra la gráfica del índice *DST* en diciembre del 2015, donde se puede observar que no hay fluctuaciones mayores en el campo geomagnético: el índice *DST* presentó un máximo de 4 nT a las 08:00 horas (UTC) del 5 de diciembre de 2015, y un mínimo de -39 nT a las 14:00 horas (UTC) del 6 de diciembre de 2015.

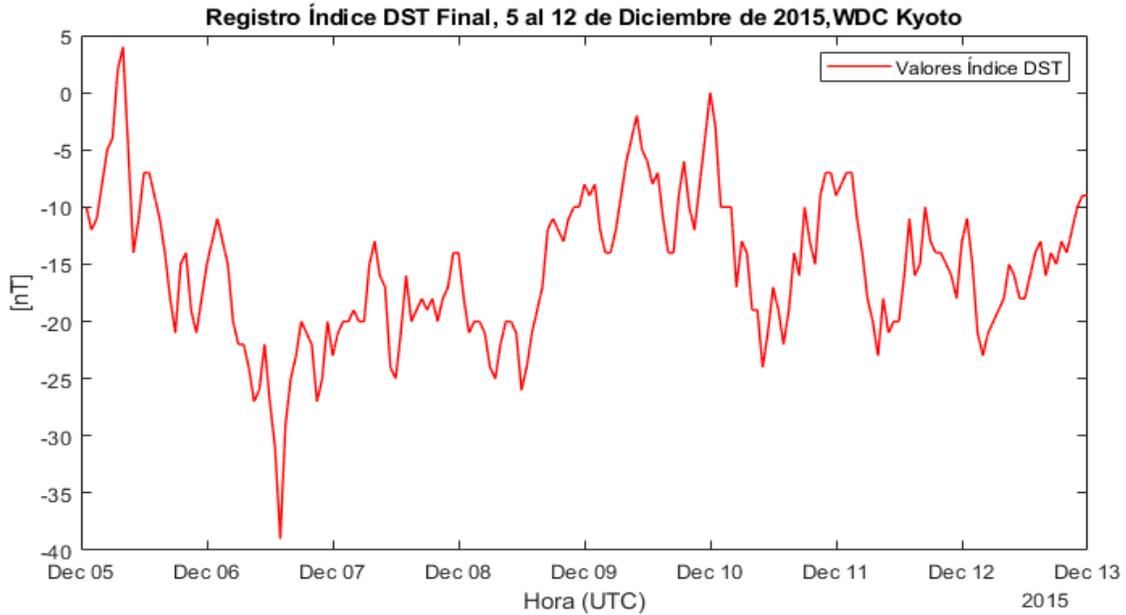


Figura 13: Índice DST Final del 05 al 12 de diciembre de 2015. World Data Center for Geomagnetism, Kyoto.

Asimismo, el índice K_p planetario fue examinado de la base de datos del Centro Alemán de Investigación de Geociencias GFZ (*Helmholtz Center Potsdam*), donde se han compilado los registros del K_p planetario desde 1932. La Figura 14 muestra el registro del K_p correspondiente al periodo de registro magnético en Perdido 1, del cual se puede identificar un máximo de 5 unidades en el 10 de diciembre de 2015 a las 03:00 horas (UTC).

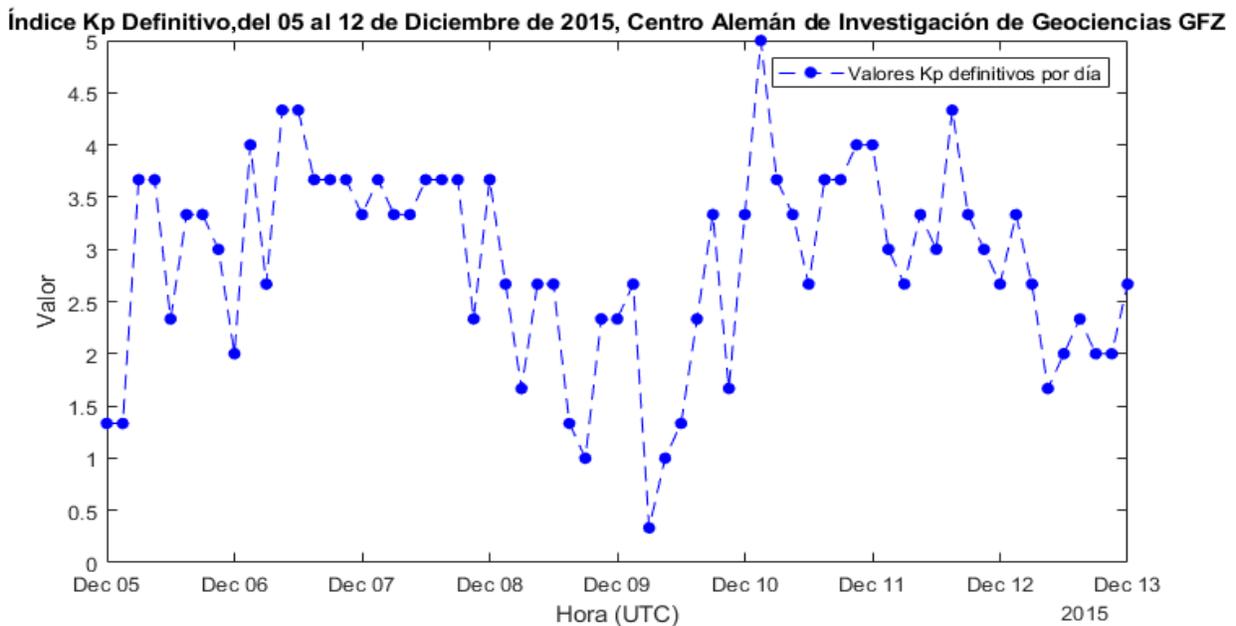


Figura 14: Índice K_p del 05 al 12 de diciembre de 2015. Extraído de Potsdam GFZ

Lazzús et al. (2022) establece que las tormentas geomagnéticas pueden clasificarse en tres grupos principales según los valores de los índices DST y Kp (Tabla 1). Siguiendo esta clasificación, los días 6 y 10 de diciembre de 2015 son identificados con la mayor afectación en la actividad magnética. La primera es clasificada como una tormenta débil, teniendo un mínimo de -30 nT en el índice DST y 4.4 unidades en el Kp. Para el 10 de diciembre de 2015, su variación magnética tiene un valor máximo de 5 unidades en el índice Kp, con un umbral mínimo para ser clasificado como también una tormenta débil. No obstante, el registro del índice DST en este día estuvo dentro de los rangos de actividad normal. Con esta información, el registro magnético durante la campaña no fue afectado por alguna variación magnética inducida por una tormenta solar.

Tabla 1: Clasificación de Tormentas Geomagnéticas con base en índices DST y Kp. Extraído de Lazzus et al.(2022)

Clasificación	$Dst[nT]$	Kp
Débil	$-30 > Dst > -50$	$0 \leq Kp \leq 5$
Moderada	$-50 > Dst > -100$	$5 \leq Kp \leq 7$
Intensa	$Dst < -100$	$7 \leq Kp \leq 9$

3.3. Anomalía de Campo Magnético

En la exploración magnética marina, una anomalía magnética es conformado por una variación inusual en el campo geomagnético en un lugar específico originadas por la magnetización remanente en la corteza terrestre. Para aislar el campo generado por la magnetización cortical, es necesario suprimir las contribuciones de otras fuentes significativas que influyan en el registro del campo geomático total (F_{obs}), reduciendo el campo principal (F_{IGRF}), el efecto por Variación Diurna (F_{vd}) y el efecto de Rumbo (F_r). Estas son las tres fuentes de mayor influencia tienen en el registro del campo geomagnético. Una vez removidas, se obtiene la anomalía magnética (ΔF):

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - F_{vd} - F_r \quad \dots (3)$$

3.3.1. Reducción por Campo Teórico (IGRF)

El campo magnético terrestre es expresado matemáticamente a través de un modelo que utiliza una expansión en armónicos esféricos. Este modelo representa el potencial magnético escalar (V) generado por las fuentes internas del campo en cualquier punto de la superficie terrestre y en referencia a su distancia geocéntrica, latitud y longitud, quedando:

$$V(r, \theta, \varphi) = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_{m,n} \cos(m\phi) + h_{m,n} \sin(m\phi)] P_{m,n}(\theta) \quad \dots (4)$$

En la ecuación dada, r representa el radio terrestre (6,371.2 km), R es una constante relacionada con la intensidad del campo, θ la latitud, ϕ la longitud, $g_{m,n}$ y $h_{m,n}$ son coeficientes de Gauss que describen las fuentes internas del campo principal y $P_{m,n}$ la forma cuasi-normalizada de Schimdt de las funciones asociadas de Legendre de grado n y orden m (Chambodut, 2014). Los coeficientes gaussianos $g_{m,n}$ y $h_{m,n}$ son determinados mediante el ajuste de la expansión armónica de mediciones globales del campo magnético. Estos coeficientes, que consideran las variaciones temporales, son calculados durante periodos regulares de 5 años de registros, definidas como "épocas". Ante la no existencia de un registro final en una época secuencial, los valores del campo magnético son proyectados al inicio de cada época, y al final contando con el registro de 5 años, los valores son ajustados para incorporar las variaciones temporales reales medidas. De esta manera, el campo magnético de referencia definitivo, *DGRF* (*Definitive Geomagnetic Reference Field*) es construido. Este modelo definitivo permite conocer los valores de declinación (D), inclinación (I), componente horizontal (H), componente Norte (X), componente este (Y), componente vertical (Z), componente de campo total (F) y tasas de cambio anual de cada una de estas variables para cualquier punto sobre la superficie de la tierra en una fecha específica. Para fines de esta tesis, el software de libre acceso Geomag v.7.0 (desarrollado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica, NOAA) es utilizado con base al modelo de treceavo orden IGRF-13 que ha sido elaborado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA). Este modelo comprende los valores del DGRF desde el año 1900 hasta el 2020, y los de IGRF proyectados de 2020 a 2025. Con este modelo, los valores teóricos definitivos de campo total son obtenidos para las fechas y posiciones en la campaña de Perdido 1.

3.3.2. Reducción por Variación Diurna

Este procedimiento considera reducir las variaciones temporales diarias en las mediciones obtenidas. Estas variaciones son inducidas por la actividad solar y en consecuencia, su máxima intensidad se alcanza cuando el sol alcanza la máxima al mediodía, por su incidencia de radiación directa en las moléculas de la atmósfera alta. En la mayoría de las regiones continentales, los valores por variación diurna adquieren magnitudes en decenas de nT, variando a escala global en función de la latitud y la hora solar local.

Registro en la Base Magnética

De acuerdo con Jones (1999), la mejor forma de obtener una curva de variación diurna es colocando un magnetómetro en una boya fija cercana a la zona de adquisición, que actúe como base magnética y que contemple el efecto de inducción que crea la variación diurna convencional con las corrientes oceánicas. Desafortunadamente para este estudio no se implementó esta maniobra para poder aplicar dicha corrección en el registro magnético. Debido a esto, se optó por utilizar el registro del observatorio geomagnético más cercano a la zona de estudio.

La red de observatorios geomagnéticos del consorcio global "INTERMAGNET" es utilizada con el fin de localizar los observatorios geomagnéticos más cercanos al punto central de la zona de estudio. Las distancias de separación de cuatro observatorios cercanos al área de estudio son mostradas en la Figura 15. A partir de esta información, el registro magnético del observatorio geomagnético de Teoloyucan ubicado en el Estado de México ($19.7418^{\circ} N$, $-99.1884^{\circ} W$) es seleccionado por su cercanía, a 543 km.

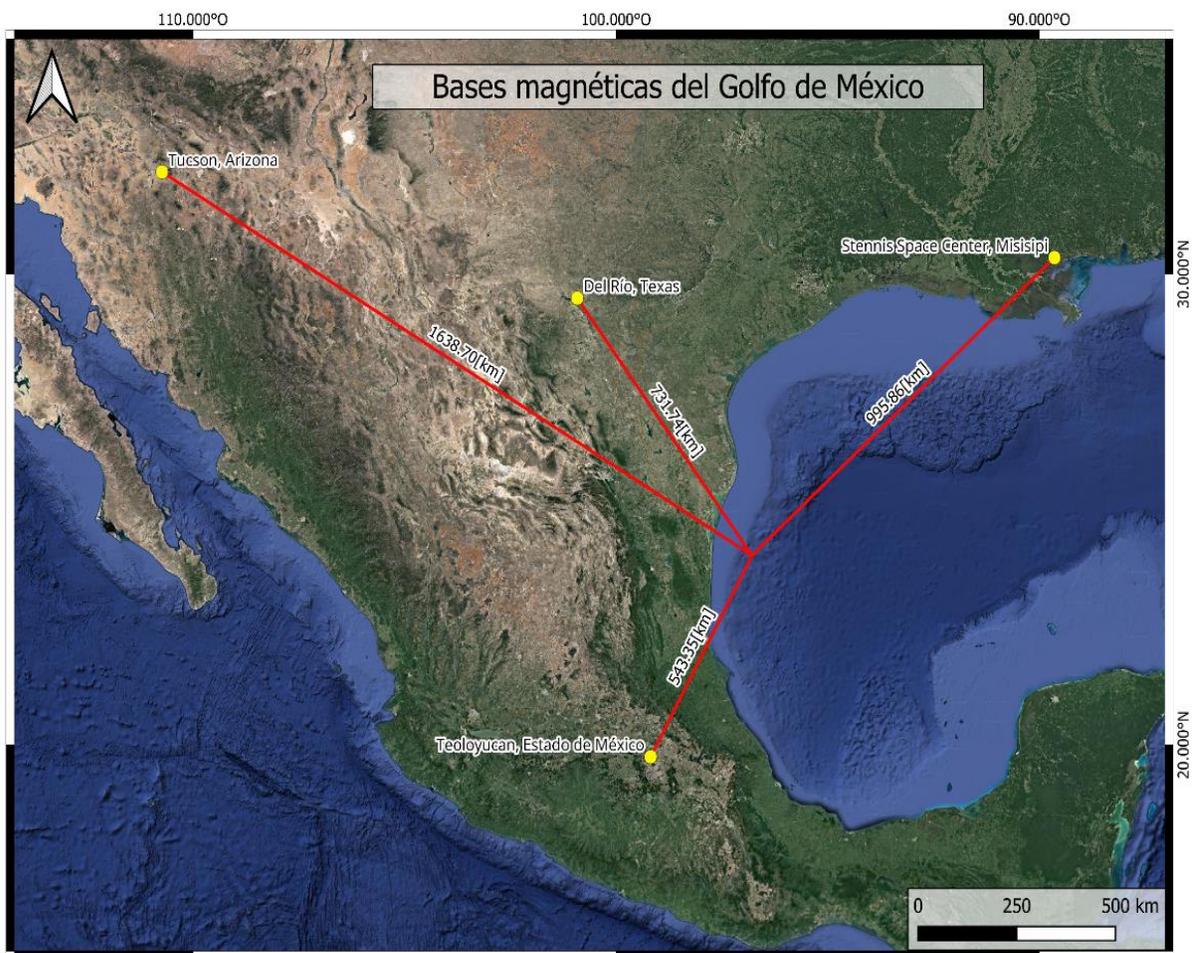


Figura 15: Distancia a los observatorios geomagnéticos más cercanos de Perdido 1, Generado en QGIS

Los registros magnéticos de la base de Teoloyucan tienen una tasa de muestreo a un minuto. Para compararla con el registro magnético adquirido en la campaña Perdido 1, el registro de Teoloyucan es interpolado mediante una *spline* cubica para obtener valores de base magnética a cada segundo. De esta manera se pudo establecer una correspondencia en tiempo entre los valores adquiridos en la zona de estudio y los de la base magnética. Una vez interpolados los registros de Teoloyucan se generaron curvas de variación diurna, referidas al promedio de cada día (Fig. 16). Una vez generadas las curvas para cada día, se restaron los valores correspondientes del registro de Teoloyucan a los del registro en el levantamiento marino.

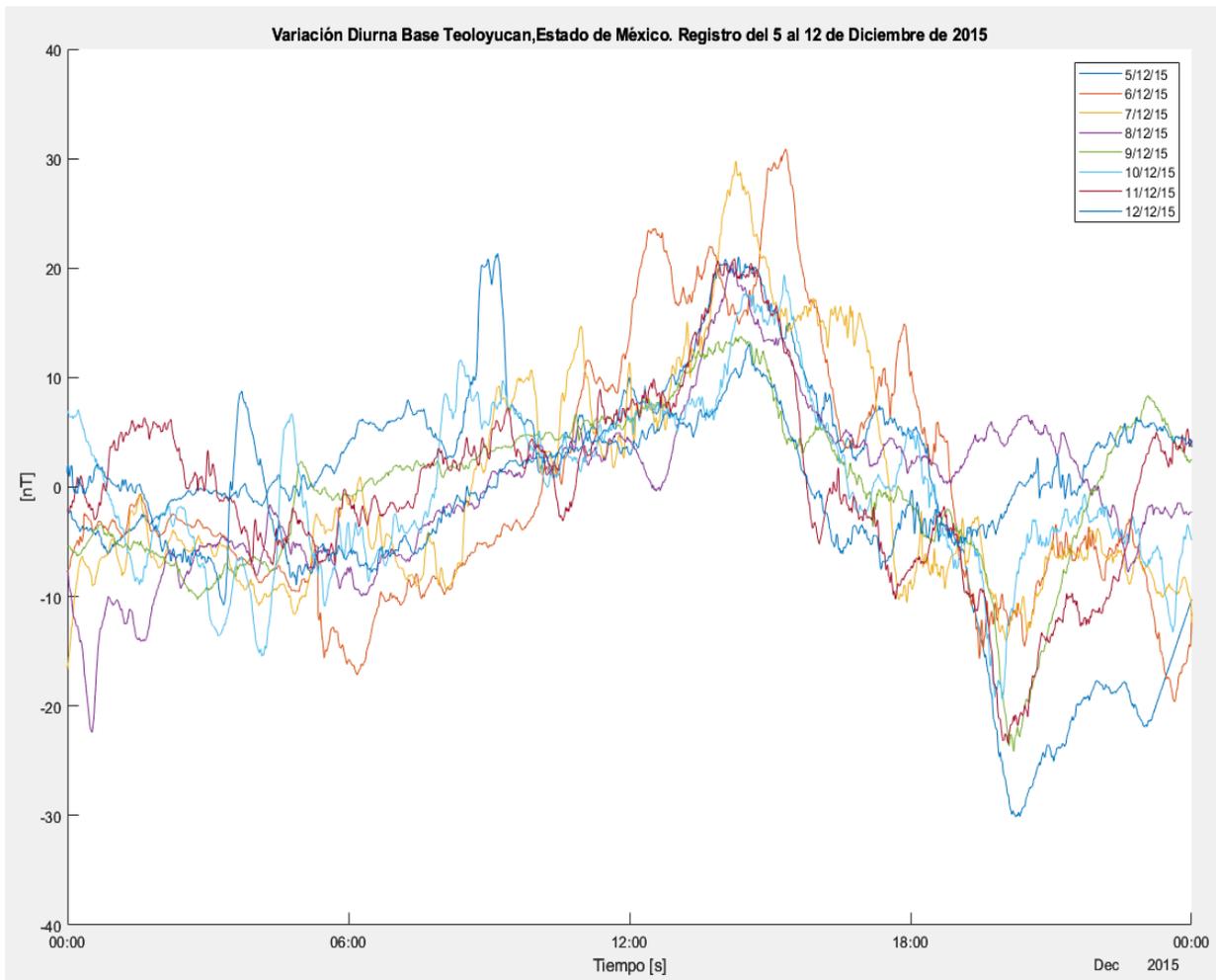


Figura 16: Curvas de variación diurna del 5 al 12 de diciembre de 2015, Base de Teoloyucan

3.3.3. Reducción por Efecto de Rumbo

Dada la naturaleza metálica del barco y su maquinaria, una magnetización es inducida durante su operación, generando un campo magnético secundario que afecta el registro de los datos magnéticos y

los cuales pueden ser observados en las cartas magnéticas como una “huella de adquisición” que están en función del rumbo. La generación de este campo secundario alcanza variaciones en el orden de 30 nT. Para corregir este efecto, Bullard & Mason(1961), asumiendo que el barco posee una contribución inducida directamente proporcional a la intensidad del campo externo, y que pudiese resolver aplicando la siguiente ecuación:

$$F_Q = F + C_0 + C_1 \cos \theta + C_2 \cos 2\theta + S_1 \sin \theta + S_2 \sin 2\theta \quad \dots (5)$$

Donde:

$F_Q =$ Medición de la intensidad de campo total en un punto Q en popa (nT)

$F =$ Medición de la intensidad de campo total (nT)

$C_0, C_1, C_2, S_1, S_2 =$ Constantes que varían en función de las propiedades magnéticas del barco

$\theta =$ Rumbo del barco

Las constantes (C_n) varían en función de la velocidad y de las propiedades magnéticas del barco. En la práctica, son estimadas a partir del ajuste de la ecuación (5) mediante mínimos cuadrados a una curva de anomalía magnética construida a partir de mediciones adquiridas con diferentes rumbos. Para lograr esto, se diseña un patrón de adquisición de donde el navío describa una trayectoria circular con un radio de una milla náutica (1.852 km) mientras se va registrando valores del campo total, para tener mediciones con una cobertura circular de 360°. El círculo debe ser adquirido en zonas de mínimas variaciones magnéticas nocturnas(Jones, 1999). Así mismo, los términos senoidales (S_1, S_2) son dependientes de la simetría magnética del barco, y dada la geometría natural los navíos en su mayoría, suelen tener valores de muy baja magnitud, por lo que frecuentemente son despreciados.

Durante la campaña de adquisición de Perdido 1, el círculo fue llevado a cabo para poder obtener los coeficientes de la ecuación planteada por Bullard & Mason (1961)(Fig. 17a). Una vez reducidos los datos del círculo de calibración por IGRF y variación diurna. En este caso los datos de la base magnética de Stennis Space Center en Mississippi son utilizados. La Figura 17b muestra los datos magnéticos reducidos en forma senoidal.

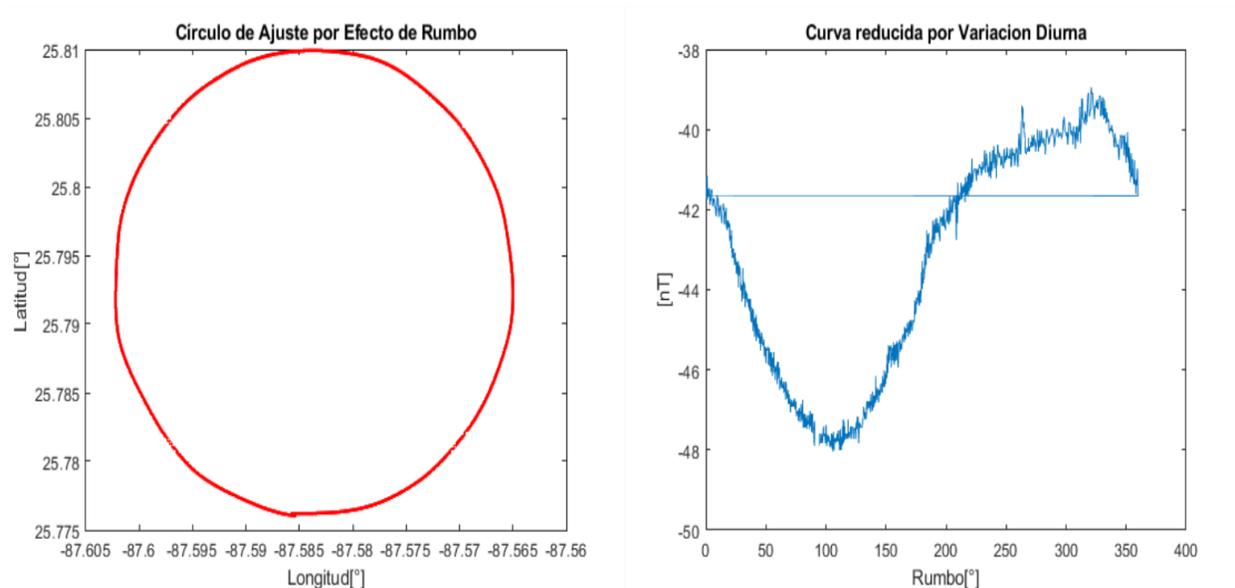


Figura 17: a) Círculo de Ajuste, b) Datos magnéticos asociados corregidos por IGRF y Variación Diurna contra rumbo del barco en radianes.

Los datos del ajuste circular muestran aún estar afectados por la geología del lecho marino que para este fin no son de utilidad. En este caso, el efecto indirecto de esta contribución magnética es removido con el fin de incluir solamente la influencia magnética del barco. Para ello y de acuerdo con el criterio de Bullard & Mason (1961), la curva corregida es normalizada con respecto a su valor máximo y al cero, aplicando la siguiente ecuación:

$$Corr. vd. Estandar. = \left(\frac{CorrVD - min}{max - min} \right) (|Dist_{max-min}|) \quad \dots (6)$$

Donde:

Corr. vd. Estandar: Valores reducidos por variación diurna normalizados al valor máximo y el cero

CorrVD: Valores reducidos por variación diurna

max = máximo de la serie de valores reducidos por variación diurna

min = mínimo de la serie de valores reducidos por variación diurna

Dist_{max-min} = distancia entre el valor máximo y mínimo de la serie

Una vez aplicada la ecuación 6 con los datos normalizados, subsecuentemente se realiza el ajuste de mínimos cuadrados (Fig. 18) utilizando la ecuación 5 para estimar las constantes (C_0, C_1, \dots), las cuales son utilizadas (Tabla 2) para calcular el factor de reducción por efecto de rumbo en el estudio. La

determinación de este factor implica evaluar el rumbo (θ) del barco al momento de registrar la medición a corregir, utilizando la ecuación 5.

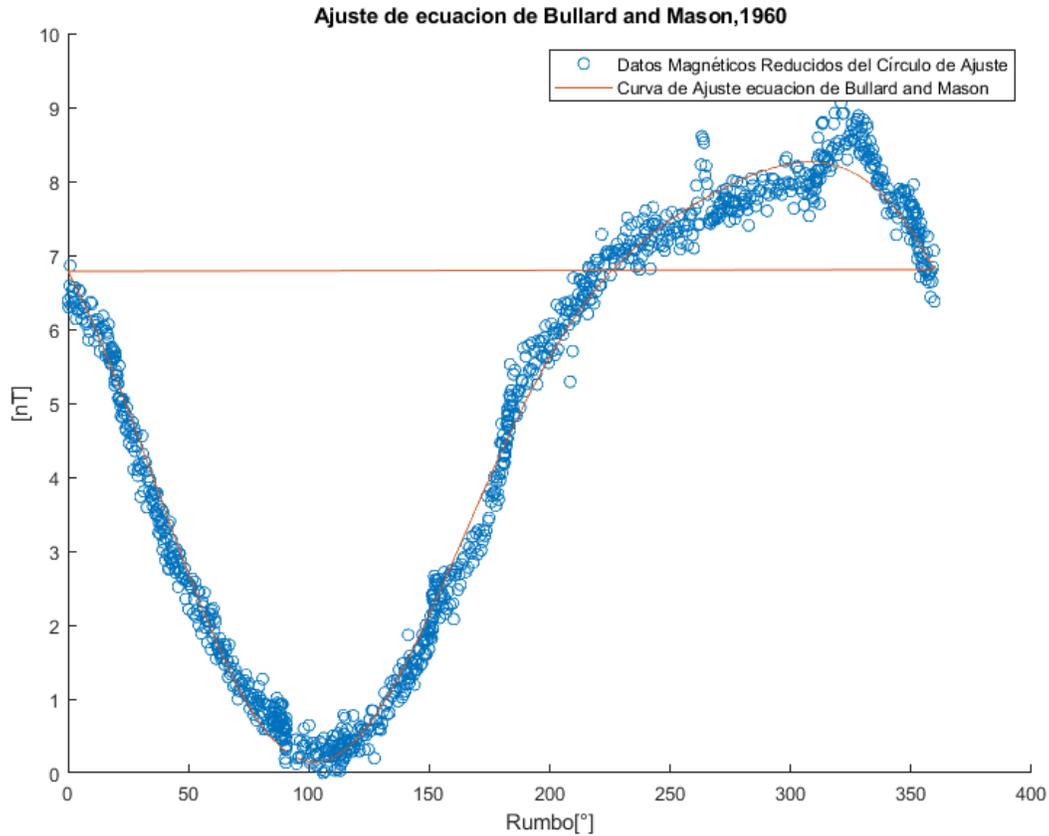


Figura 18: Ajuste de Bullard & Mason a datos magnéticos reducidos estandarizados de círculo de ajuste a través de mínimos cuadrados

Tabla 2: Coeficientes de Bullard & Mason (1961) obtenidos

C_0	C_1	C_2	S_1	S_2
4.8268	1.2211	0.7387	-3.7825	0.12424

Los coeficientes de los senos (S_1 y S_2) tienen un mayor peso en contraste con los coeficientes (C_1 y C_2) de los cosenos, posible producto del predominante comportamiento senoidal que adquiere la curva de los datos magnéticos corregidos (Fig. 18). Esto contrasta con estudios previos donde se ha utilizado esta metodología, donde las curvas de los círculos de calibración son cosenoidales (Buchanan et al., 1996; Bullard & Mason, 1961; Whitmarsh & Jones, 1969).

4. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. RESULTADOS

4.1.1. Campo Total en Perdido "1"

La Figura 19 despliega la carta magnética del campo total adquirido en Perdido 1, con rango de valores entre $43,338.83 \text{ nT}$ y $43,742.53 \text{ nT}$. Los intervalos de contornos y la gama de colores están georreferenciadas. Lo destacable dentro de este desplegado es la tendencia en aumentar los valores magnéticos hacia el NE. Así mismo, ondulaciones en el patrón de las curvas de nivel son notorias y con tendencia a los rumbos del levantamiento magnético. Estas ondulaciones son más notorias en el sector occidental del área, correspondiendo a las zonas de mayor densidad de datos. Se presume que este patrón de ondulaciones es producto de cómo se llevó a cabo el levantamiento en direcciones contrarias, NNE y SSW. Este tipo de geometría en el patrón es referido en la prospección geofísica como: huella del levantamiento.

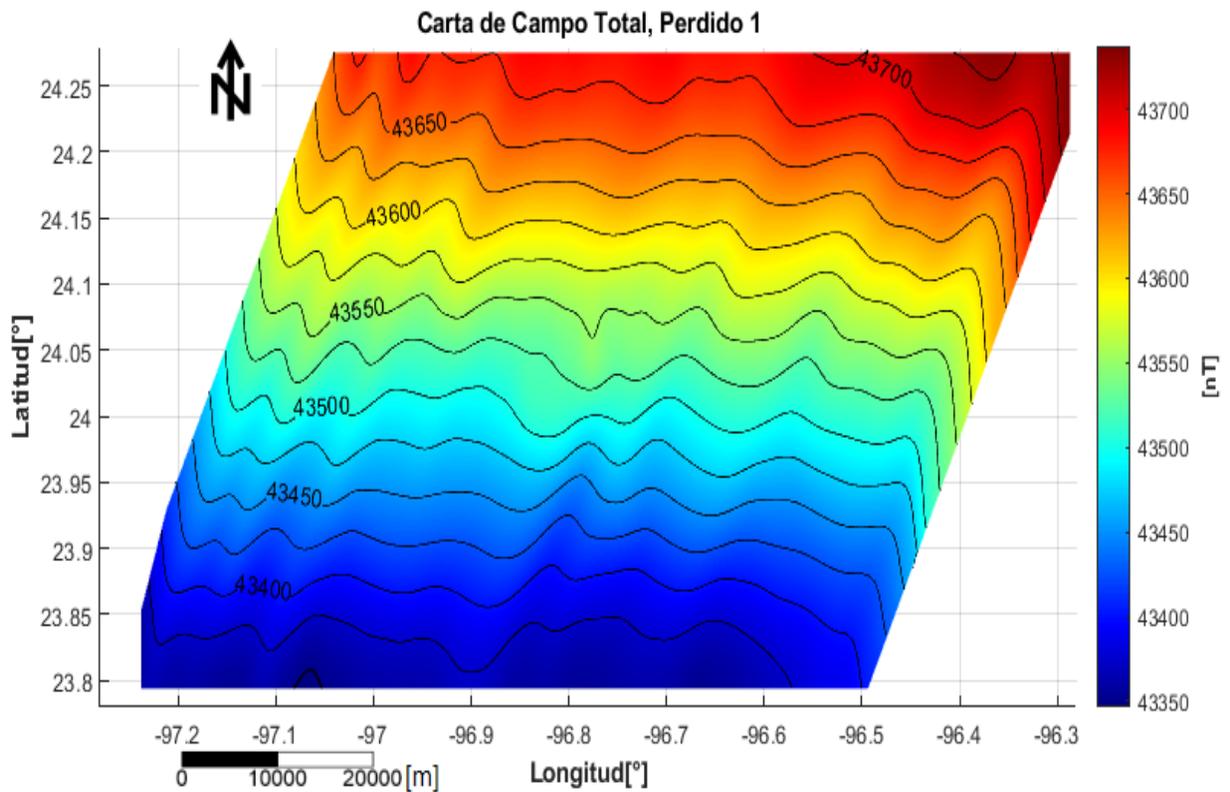


Figura 19: Carta de Campo Total, Perdido 1

4.1.2. Reducción por IGRF.

La carta magnética en la Figura 20 presenta los valores de la anomalía magnética tras la eliminación de los valores del campo total del DGRF (Época 2010-2015) asociada a cada medición registrada en la zona de estudio, considerando su posición y tiempo. Una vez removida la influencia del campo teórico, el rango de valores en la carta magnética oscila entre -73.7 nT y 16.9 nT . A pesar de que persiste una tendencia ascendente general en la magnitud de los valores hacia el NE, se observa una intensificación de este incremento en el sector oriental, desde la latitud 96.8°W . Las curvas de nivel presentan un mayor efecto por la huella del levantamiento, mostrando zonas de estiramiento NNE-SSW entre isolíneas. Este efecto incrementa considerablemente en el sector occidental del área. Aparentemente la carta muestra un mínimo (bajo) en el sector SE y un máximo (alto) en la esquina superior oriental, acompañada por una zona anómala media alta alargada (entre -35 a -20 nT) en dirección SW-NE en el centro del bloque.

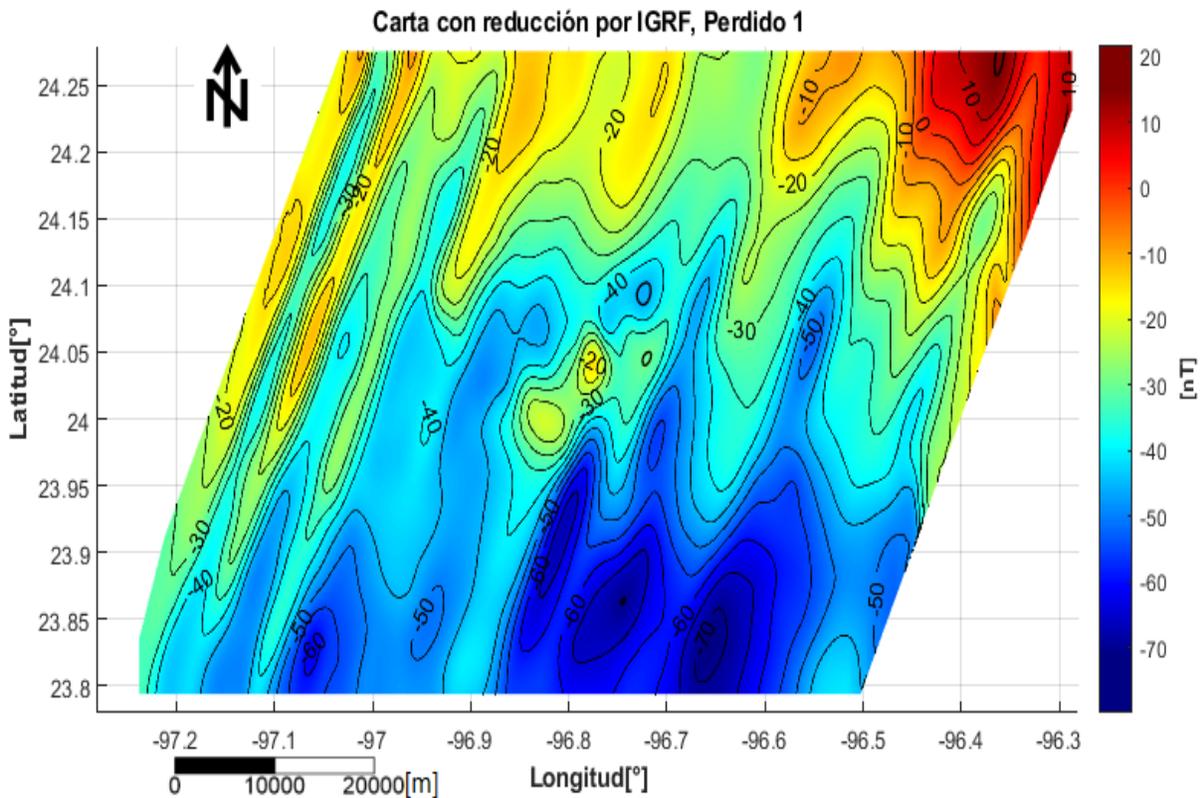


Figura 20: Carta de datos reducidos por IGRF, Perdido 1

4.1.3. Reducción por Variación Diurna.

La carta en Figura 21 muestra los datos magnéticos reducidos por las variaciones diurnas durante el periodo de adquisición (Fig. 16). El valor de la reducción está en función de la actividad solar en el momento de la toma, alcanzando su máximo normalmente a mediodía. Como resultado, el rango de valores en la carta magnética reducida oscila entre los -74.986 nT y 21.808 nT . El efecto de la huella del levantamiento disminuyó considerablemente; las curvas de nivel aún muestran ligeramente la ondulación por la huella del levantamiento, siendo los perfiles 9, 11, 13,14, 19,24,25 los que poseen mayor grado de afectación. La carta exhibe varias zonas predominantes: en la sección central (24.05° N , 96.8° W) se presentan anomalías con amplitudes positivas y negativas en forma dipolar; en el sector sureste (entre coordenadas 23.8° N y 23.94° N , 96.8° W y 96.6° W) se exhibe una anomalía negativa con un valor mínimo de -74.986 nT . Por otro lado, en la región nororiental hay una anomalía positiva casi al límite de la zona de estudio que alcanza valores de hasta 15 nT .

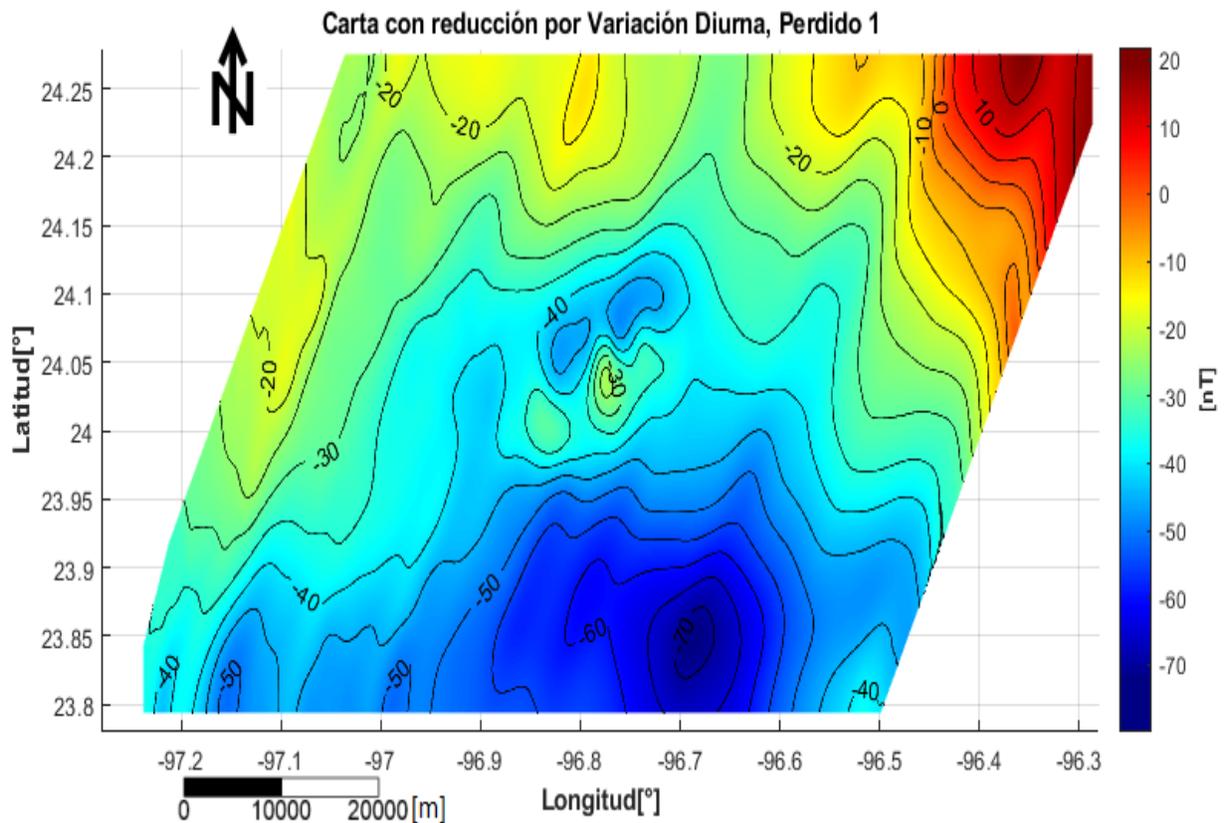


Figura 21: Carta de datos reducidos por Variación Diurna, Perdido 1.

4.1.4. Reducción por Efecto de Rumbo

La Figura 22 presenta la carta magnética reducida por efecto de rumbo. La reducción utiliza los coeficientes de la Tabla 2, de acuerdo con la fórmula de Bullard & Mason (1961). Los rangos de valores reducidos oscilan entre -79.9665 nT y 16.8292 nT . Dado el arreglo de perfiles del levantamiento, se aplicó un factor de reducción promedio de 4.9553 nT a los perfiles con dirección SSW-NNEE ($\sim 28^\circ$), mientras que a aquellos con dirección NNE-SSW ($\sim 204^\circ$) se les aplicó un factor promedio de 5.8526 nT . Esta diferencia indica un desfase de 0.8474 nT entre ambos conjuntos de perfiles. Dado que la diferencia no es muy grande, los cambios observables con respecto a la carta corregida por variación diurna son poco notorios. El suavizamiento más notorio de esta reducción se percibe en las curvas de nivel que delimitan el bajo magnético en la región sureste de la zona de estudio (entre coordenadas 96.8°W y 96.6°W , 23.8°N y 23.94°N).

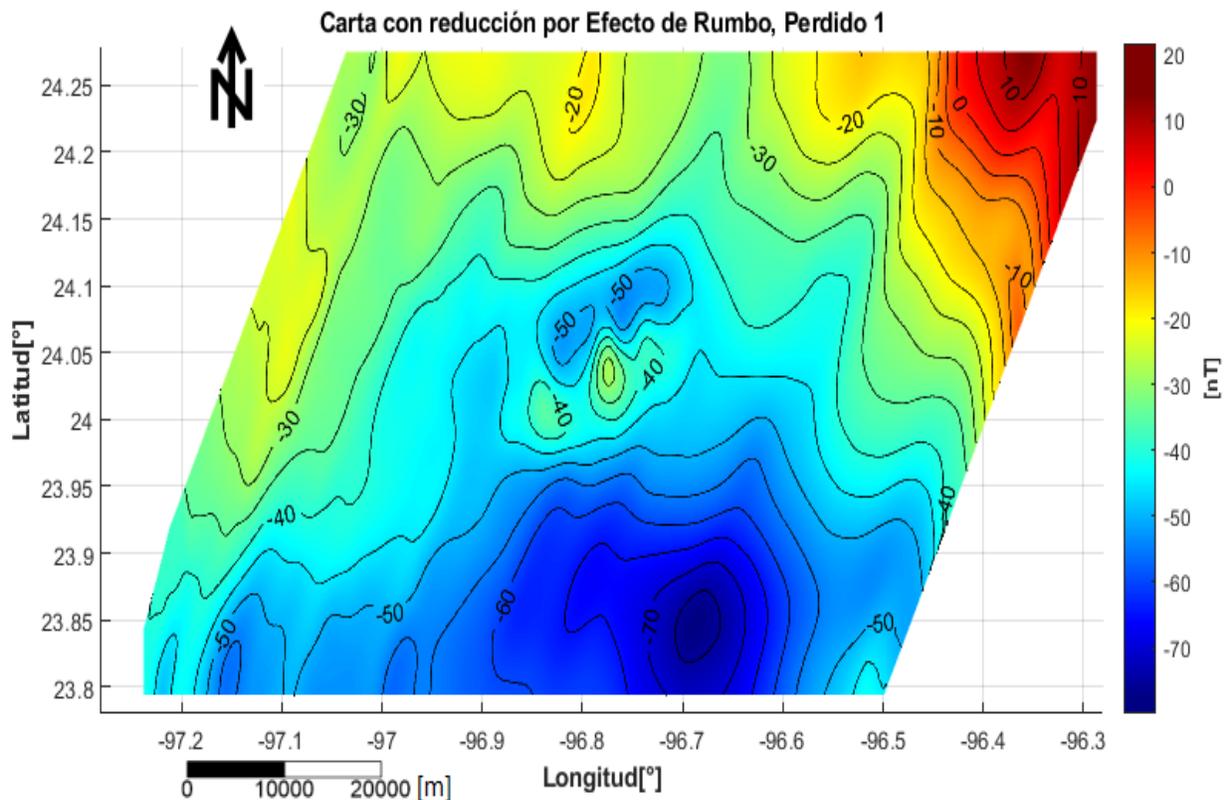


Figura 22: Carta de datos reducidos por efecto de rumbo con Círculo de Ajuste, Perdido 1.

La huella del levantamiento persiste aun aplicando la corrección por efecto de Rumbo. Este efecto puede atribuirse a las condiciones climáticas que prevalecieron durante la adquisición de datos. El continuo movimiento del barco pudo generar variaciones tanto en la profundidad del instrumento, como en la amplitud de la señal generada a lo largo de cada línea (Fig. 30 y 31., ANEXO A), induciendo distintas

condiciones de adquisición para cada perfil. Sin embargo, la causa de este efecto queda sujeta a otra conjetura.

4.1.5. Corrección de la Anomalía con un Filtro Direccional.

Dada la persistencia de la huella del levantamiento, los valores corregidos (incluyendo reducciones por variaciones diurnas y por rumbo), son filtrados direccionalmente en el dominio de las frecuencias. El filtro utilizado está fundamentado en un principio análogo a un filtro F-K, aplicando un criterio de rechazo basado en la pendiente de una orientación específica. Para esta corrección, la dirección de interés es la huella del levantamiento ($\sim 22^\circ$), cuya pendiente es de 2.1706. Dado que la pendiente en el dominio de las frecuencias es el inverso (~ 0.4607), los valores de rechazo del filtro oscilan alrededor de este valor. En el dominio del número de onda, el filtrado presume que la parte de la señal asociada a la huella se encuentre cercana a la abscisa, por lo tanto, el rango de valores de rechazo del filtro está entre valores menores a 0.4 y mayores a 0.01 en el dominio de las frecuencias (Fig. 32, Anexo A).

La Figura 23 muestra la carta magnética con los valores corregidos por el filtro direccional, en la cual se puede observar que las curvas de nivel están más suavizadas y carecen de las ondulaciones inducidas por la dirección contrapuesta de cada perfil levantamiento (Fig. 33, Anexo A). Los valores en la carta oscilan entre -74.5083 nT y 12.9182 nT . La remoción de este efecto permite una mejor delimitación de las geometrías de las anomalías presentes. En el sector central de Perdido 1, la anomalía central que se exhibe ($24.05^\circ N$, $96.8^\circ W$) presenta un cambio en su geometría dipolar a la que se desplegó en la Figura 22, en la cual está ovalmente alargada con dirección $SW - NE$. En la región sureste (área entre: $23.8^\circ N$ a $23.94^\circ N$ y $96.8^\circ W$ a $96.6^\circ W$), la anomalía negativa es un bajo de casi -74.5 nT y exhibe un patrón elongado en dirección $SE - NW$, mostrando una extensión en la forma de la isolínea de -70 nT con respecto a la anomalía reducida solo por efecto de rumbo (Fig. 22). En el sector occidental, al margen de la carta (Fig. 23), los valores de anomalía exhiben un incremento gradual de -50 nT a -20 nT en dirección al NE , y exponiendo un cuerpo con intensidad media alta de alrededor (-25 nT) en la esquina superior izquierda del bloque de estudio ($24.18^\circ N$, $96.74^\circ W$). En la esquina superior derecha, los valores de anomalía alcanzan un máximo de casi 13 nT .

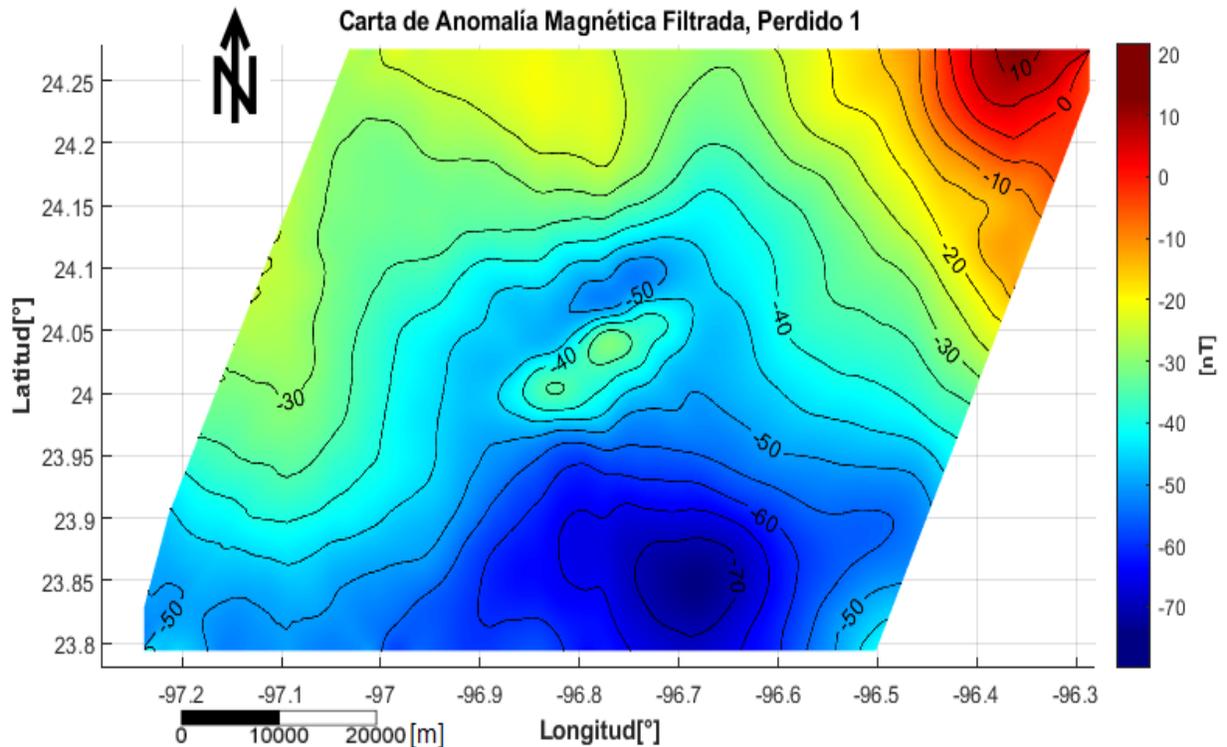


Figura 23: Carta de datos corregidos con Filtro Direccional, Perdido 1.

4.2. Análisis de Resultados

La carta de anomalía magnética filtrada evidencia la presencia de tres anomalías dominantes (Fig. 24). La primera anomalía (marcada con 1), situada en la región noreste de la carta, se caracteriza por valores positivos, oscilando entre -15 nT y 12.91 nT , alcanzando el máximo en su extremo nororiental. Esta anomalía abarca una extensión de alrededor de 615 km^2 . La distribución de la anomalía está al límite del levantamiento, por lo que es difícil de precisar su geometría. La segunda anomalía (marcada 2 en la carta), localizada en el sector sureste, se caracteriza por valores negativos que van desde los -73 nT en el centro de la anomalía (23.8°N a 23.94°N y 96.85°W a 96.6°W), hasta -50 nT en sus límites. Esta anomalía tiene una geometría similar a una elipse, cuyos ejes mayores se extienden en dirección $W - E$, cubriendo un área de $\sim 843 \text{ km}^2$. En la región central de la carta, la tercera anomalía, delimitada por las coordenadas 23.97°N a 24.14°N Y 96.9°W a 96.7°W , presenta una forma ovalada y dipolar, cubriendo un área de $\sim 185 \text{ km}^2$. La anomalía presenta valores de -30 nT en el máximo “positivo”, y valores mínimos de -50 nT en el “negativo”. Los ejes de esta anomalía están alineados en una dirección $SW - NE$ y presentando una extensión de área menor para la región de valores negativos. En el área NW del

levantamiento, dos anomalías menores con amplitudes positivas son exhibidas en los márgenes oeste y norte. La anomalía al occidente (marcada con 4) cubre un área de $\sim 140 \text{ km}^2$, con una distribución difusa. Esta presenta valores máximos entre 97.1°W y 97.18°W , con una extensión de los mismos en dirección SE-NW. Por último, la carta exhibe otra anomalía alta (delimitada con 5) en el margen norte, cubriendo un área de $\sim 162 \text{ km}^2$, con valores máximos de -20 nT y una geometría preferencial hacia SE – NW. Estas dos últimas anomalías son de menor escala en comparación con las anomalías delimitadas en las zonas 1 y 3.

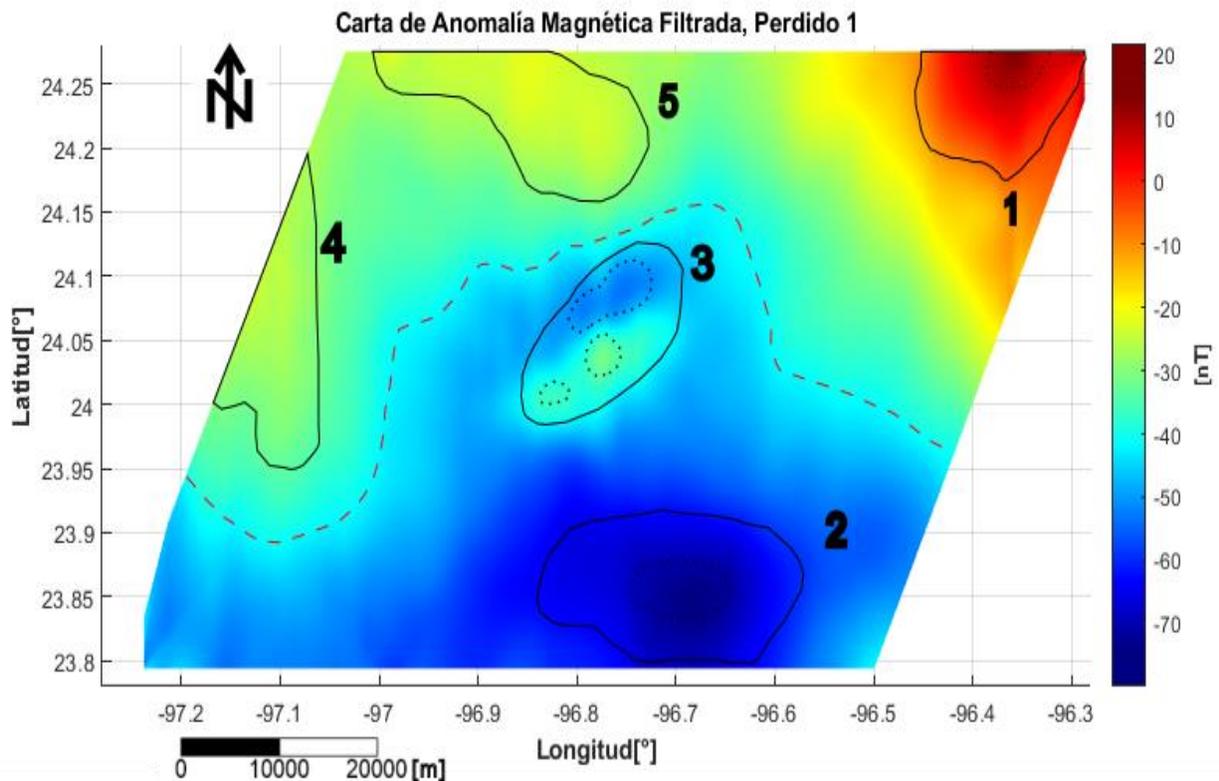


Figura 24: Identificación y Delimitación de anomalías principales para datos reducidos de Perdido 1. Línea negra delimita las anomalías identificadas. Línea negra punteada delimita los máximos o mínimos de las anomalías predominantes.

4.2.1 Comparación Regional de Datos Batimétricos y Potenciales.

Con el objetivo de proponer una posible ubicación de la zona transicional entre la corteza oceánica y continental en el área de Perdido 1, datos regionales de gravedad y magnetismo de estudios previos en el Golfo de México (Meyer et al., 2017; Sandwell et al., 2014) son examinados y comparados con los datos magnéticos y batimétricos de la campaña “Perdido 1”. Esta integración de datos geofísicos busca detallar el límite entre la zona de transición con la de la litosfera cortical. Dado que el COB puede ser definido por las variaciones abruptas de densidades y litologías, las geometrías de las variaciones en las anomalías

procesadas aquí son correlacionadas con las geometrías del regional gravimétrico (Sandwell et al., 2014) y con las magnéticas del modelo regional (Meyer et al., 2017).

Para conocer la anomalía gravimétrica del área, fueron utilizados datos del modelo global de gravedad de Sandwell et al. (2014). Este modelo es derivado de datos de altimetría de los satélites Cryosat-2 y Jason-1; lo que permitió tener una representación global de la anomalía de gravedad en regiones marinas. La resolución promedio de este modelo es de 1 minuto de arco ($\sim 1.8 \text{ km}$), proporcionando así datos regionales de gravedad en el sector oeste del Golfo de México. La Figura 25 posiciona las mayores anomalías registradas en Perdido 1 sobre los valores gravimétricos en Sandwell et al. (2014), donde en el sector NW de la carta, se exhibe un alto gravimétrico que Mickus et al. (2009) lo asocia como parte de la anomalía gravimétrica de Texas, cuya naturaleza está relacionada a un complejo de cuerpos ígneos remanentes de un sistema de rift relacionado con el proceso de apertura del Golfo de México.

La anomalía magnética calculada sobre la anomalía de gravedad exhibe coincidencias en: 1) el alto gravimétrico ovalado de $\sim 13 \text{ mGal}$ que se desprende de la anomalía de Texas (abarcando un área de 163 km^2), está situado justo en el área 3 de la anomalía magnética. Esta coincidencia se resalta en el perfil 1 (línea continua roja en la Fig. 25), lo que sugiere que el cuerpo generador de la anomalía dipolar está asociado con este alto gravimétrico (Fig. 25). Respecto al sector NE de Perdido 1, la carta gravimétrica exhibe área de valores altos intermedios gravimétrico (centrado en 24.1°N y 96.37°W) de geometría alargada NW-SE (Fig. 25). El sector occidental del bloque exhibe un área de altos valores de gravedad donde yacen las áreas 4 y 5 de anomalías magnéticas altas de Perdido (Fig. 24). El Perfil 1 ilustra la correspondencia de ambas anomalías (magnética y gravedad) para el sector central del bloque hasta el extremo oriental del cuerpo 3. Sin embargo, el perfil 2 no muestra alguna correspondencia entre el campo magnético y el gravimétrico. Alrededor del área 1 magnética (Fig. 25), los valores de gravedad regional son mínimos y sin variaciones significativas.

La carta en la Figura 25 también muestra que el área 2 en Perdido 1 está dentro de una zona con valores de amplitudes negativas en el regional de gravedad. Esta zona de gravedad abarca una franja de forma de lengua en dirección E-W, actuando como límite entre los cuerpos de alta gravedad al sur y al norte del área 2 en Perdido 1. Este contraste exhibido entre los valores magnéticos y de gravedad posiblemente refleja las heterogeneidades en la formación del basamento. Así mismo, la zona en forma de lengua parece actuar como una frontera entre las extensiones de la anomalía gravimétrica de Texas y de la Falla *WMTF*, interpretadas en los estudios de Mickus et al. (2009) y Nguyen & Mann (2016). Ambas estructuras están relacionadas al proceso de apertura del Golfo de México. Sin embargo, la carta de anomalías

magnéticas (Fig. 24) muestra que la media de los valores (línea roja discontinua) separa dos regiones, al norte los altos valores y al sur los bajos valores. Esta línea separa la alta Anomalia Gravimétrica de Texas de las anomalías gravimétricas de menores valores en el sector sur. Bajo esta observación, la naturaleza de la estructura en el área 3 queda por resolver.

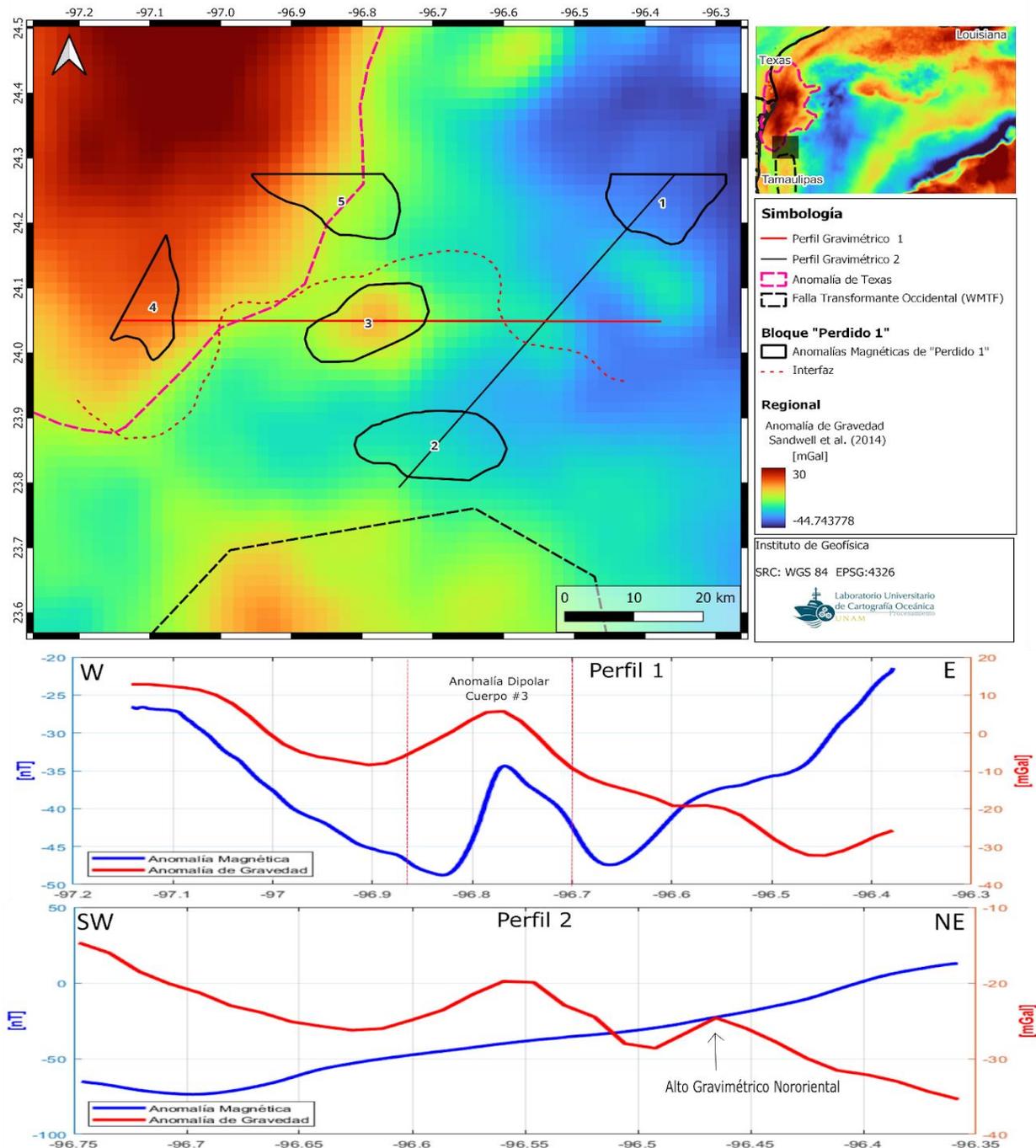


Figura 25: Anomalías magnéticas de "Perdido 1" sobre modelo de gravedad de Sandwell et al. (2014). Se destaca la coincidencia de cuerpos anómalos 3 y 2 con variación de los valores de gravedad. Perfiles que correlacionan la anomalía magnética de "Perdido 1" con la anomalía de gravedad.

La incorporación de la batimetría posibilita la identificación de posibles correlaciones entre las anomalías magnéticas observadas y el relieve del lecho marino. Para ello, datos multihaz de alta resolución recopilados durante la campaña Perdido 1, junto con los datos del modelo topográfico global de resolución múltiple (GMRT, por sus siglas en inglés), son examinados. El perfil 1 en la Figura 26 exhibe un marcado gradiente batimétrico en el talud continental del área de investigación. El rango de profundidades en el área va desde los 250 metros en el sector occidental hasta los 2,180 metros en el sector oriental, mostrando un descenso de casi 1,900 metros a lo largo de 79 km. El relieve batimétrico es catalogado en tres regiones con rasgos particulares tanto por el gradiente batimétrico como por los rasgos topográficos. De oeste a este, la primera zona (Z1) está delimitada en el extremo occidental por la isóbata de -450 m. Esta zona presenta una planicie con un bajo gradiente batimétrico, marcando la transición entre la plataforma y el talud continental. La segunda zona (Z2) está acotada por las isóbatas de -450 m y -1,500 m. Esta tiene un alto gradiente batimétrico y una topografía accidentada con una morfología compuesta por sistemas irregulares de elevaciones montañosas, con tamaños y geometrías variables. Las cuales dan lugar a la formación de pequeñas cuencas y canales que pueden visualizarse en el Perfil 1. Entre el segundo (Z2) y el tercer sector (Z3), el relieve presenta un desnivel escarpado de casi 250 m a partir de la isóbata de -1500 m, marcando una frontera física entre ambos sectores (Perfil 2, Fig. 26). En el tercer sector, a pesar de tener un gradiente batimétrico similar al anterior, el relieve carece de sistemas de elevaciones y cuencas, sin embargo, la forma de su relieve es caracterizado por estructuras menores y sistemas de fracturas perpendiculares a la costa. Esta morfología indica un cambio en los estilos estructurales en la zona de mayor profundidad como es descrito, formando parte de la subprovincia geológica de diapiros, mini cuencas y pliegues; subprovincia identificada por la CNH (2019) (Fig. 34, Anexo A). En general, el relieve de la subprovincia está formada por los activos complejos de diapiros de sal o arcilla relacionados con un régimen de esfuerzos distensivos, además de estructuras rellenas de material inherente a la formación de los diapiros y acuñamientos de sedimentos.

Al sobreponer la anomalía magnética de Perdido 1 sobre el relieve batimétrico, se presenta una coincidencia entre la anomalía dipolar del cuerpo 3 y un monte que se eleva casi 400 m sobre el lecho circundante, abarcando una superficie de $\sim 100 \text{ km}^2$ y definido entre las isóbatas de -1000 m y -600 m (Fig. 26). Este monte presenta una geometría oval alargada con un azimut de $\sim 55^\circ$, al igual que la geometría de la anomalía dipolar. El perfil 1 de la Figura 26 presenta esta correspondencia entre la anomalía magnética y la batimetría, donde puede observarse que el punto de inflexión al occidente de la anomalía dipolar coincide con la zona de mayor elevación del monte. En menor escala, el relieve batimétrico presenta una coincidencia entre una elevación submarina y el alto gravimétrico (24.1°N ,

96.37°W), ubicado en el sector noreste del bloque (Fig. 25). En la Figura 26, el Perfil 2 despliega el relieve de la elevación (con centro en 24.14°N, 96.46°W), exhibiendo un cuerpo escarpado de ~350 m de altura sobre lo más profundo del lecho. El relieve de la carta muestra una extensa falla de ~54 km que atraviesa las Zona 3 y Zona 4. Al proyectar esta falla sobre los datos magnéticos, su lineamiento (marcado con una línea discontinua en rojo) sigue a lo largo de la zona del punto de inflexión entre los bajos valores de la zona 2 al sur y los valores positivos al norte (incluyendo a las anomalías de las zonas 1, 3, 4 y 5). Sin embargo, el Perfil 2 (Fig. 26) en el bajo magnético de la zona 1 no presenta estructuras o depresiones batimétricas coincidentes claras con esta área.

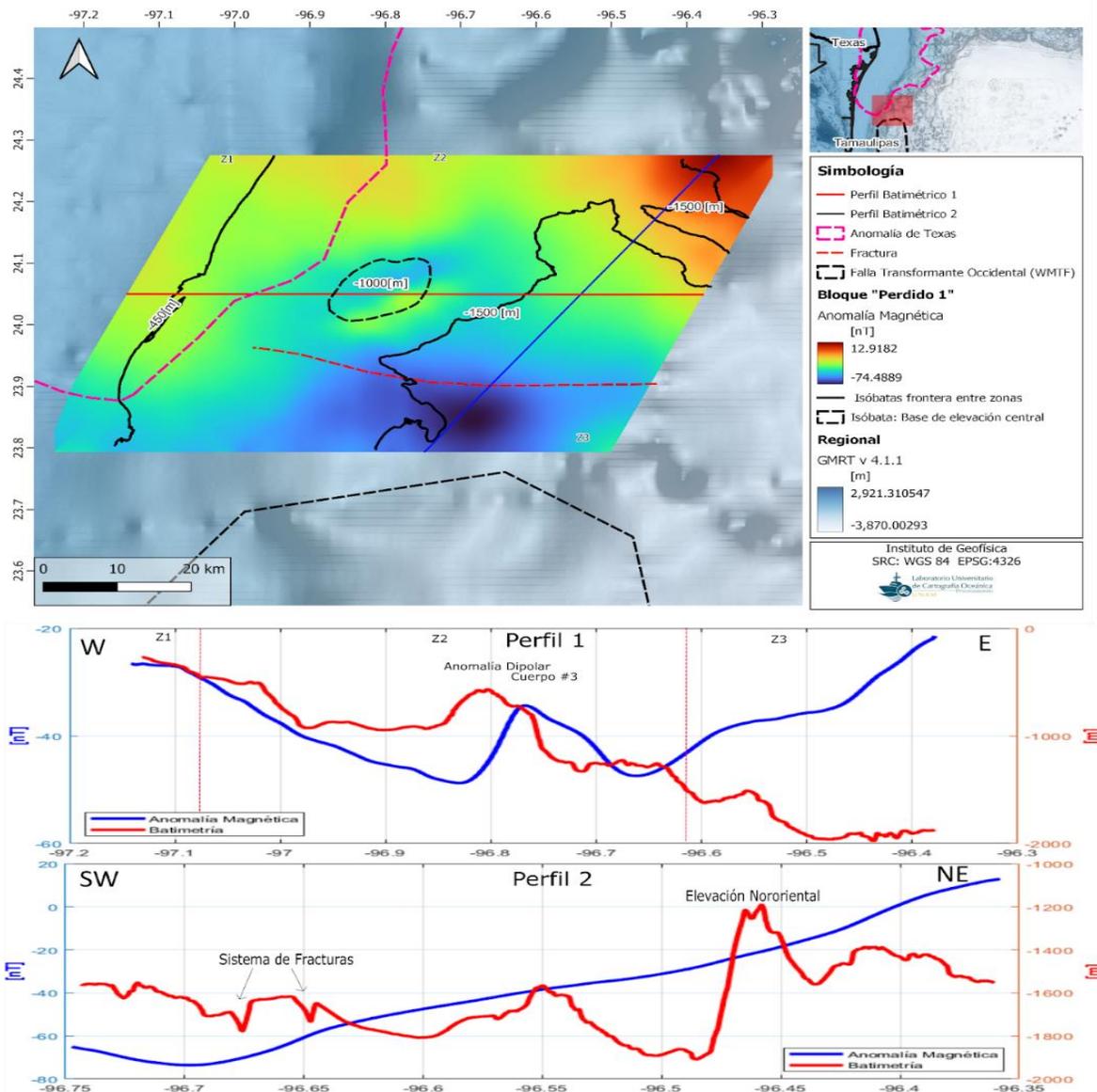


Figura 26: Isóbatas de levantamiento "Perdido 1" (líneas continuas negras), sobre anomalía magnética de "Perdido 1". Como batimetría regional, se encuentra el modelo GMRTv 4.1.1. Perfiles que correlacionan la batimetría de alta resolución de "Perdido 1" con la anomalía magnética. Se destaca la coincidencia de cuerpos anómalos 3 y 2 con rasgos batimétricos

Examinando la anomalía magnética regional, los datos proporcionados en la *grid* del EMAG, (descrita en la sección 2.4.7) son correlacionados con la anomalía magnética de Perdido 1. La EMAG tiene una predominancia de valores bajos en la mayor parte de Perdido 1 (Fig. 27). Las áreas 4 y 5 de la anomalía magnética de Perdido 1 no muestran correlación alguna con los valores regionales. Así mismo, tampoco la anomalía dipolar en el área 3 exhibe una correspondencia con el regional. Esto pudiese ser debido a la resolución limitada de los datos magnéticos regionales. Así mismo, la anomalía regional no exhibe una interfaz que segmente la distribución de valores magnéticos como se planteó en Perdido 1 (Fig.24, línea discontinua roja). En cuanto al área 2, su anomalía presenta un grado leve de correspondencia con los valores regionales, ya que ambas anomalías reflejan valores bajos. No obstante, los valores de la zona 2 son ligeramente menores que los del regional. En el sector noreste, las anomalías tienen una coincidencia entre el área 1 y la región con valores elevados en el regional.

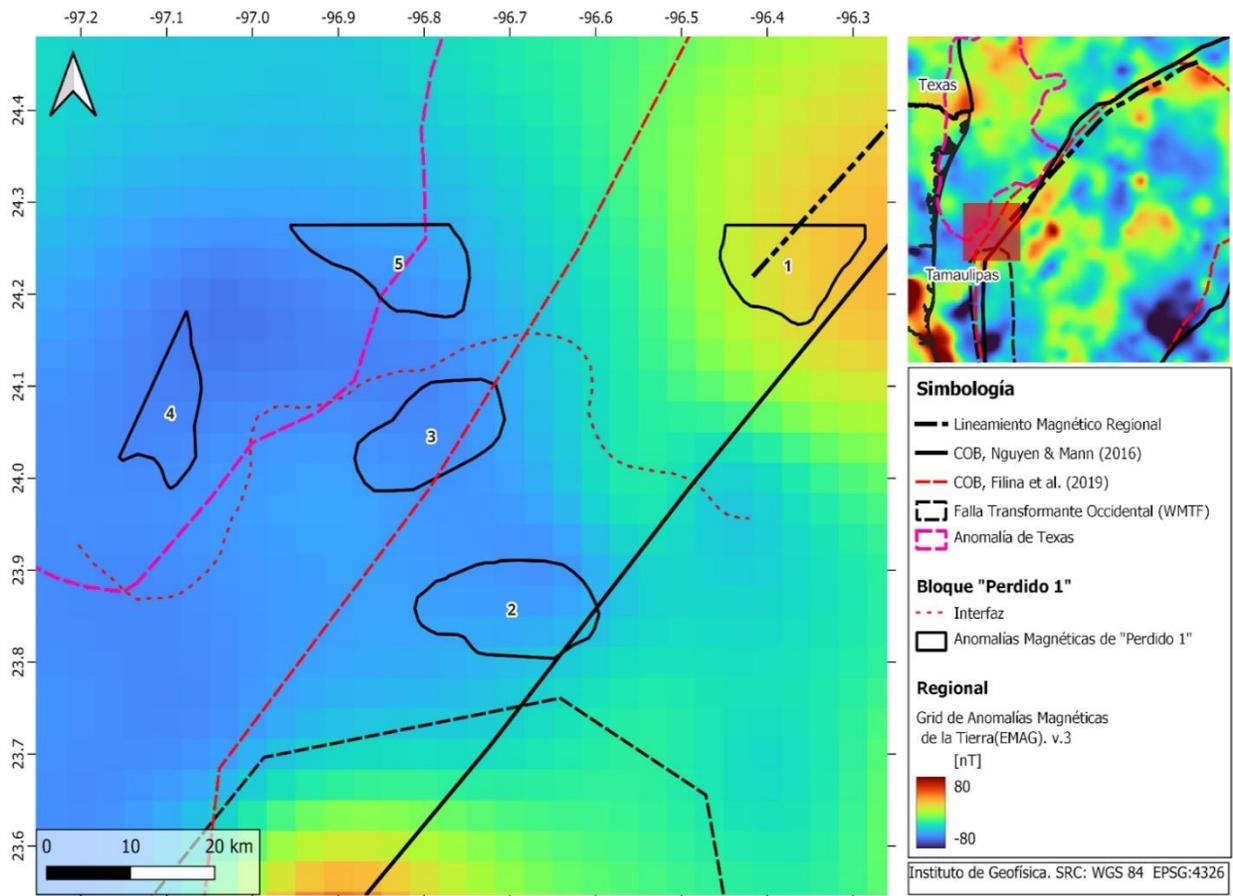


Figura 27: Superposición de la Anomalía magnética de "Perdido 1" sobre el Regional Magnético : Earth Magnetic Anomaly Grid V.3 (2017). Coincidencias de comportamiento de valores de magnetismo en cuerpos anómalos 1 y 2. Se destaca anomalía "1" de Perdido como parte de un lineamiento regional de altos magnéticos hacia el noreste de la cuenca

Al analizar la anomalía regional, se observa que el área 1 forma parte del extremo occidental de una serie de altos magnéticos que se extienden hacia el sector noreste del Golfo de México. Estos valores son distribuidos en forma de un alineamiento que contornea la planicie abisal en una dirección *NE*. Al relacionar este lineamiento con las propuestas del COB según Nguyen & Mann (2016) y I. Filina (2019), se identifica que la serie de anomalías se ubica en las zonas adyacentes al escarpe de Sigsbee, siendo esta una destacada característica batimétrica. En investigaciones recientes, se ha posicionado el COB en áreas circundantes a ese escarpe para los sectores noroeste y norte del Golfo de México (I. Filina, 2019). Este lineamiento podría delimitar el complejo ígneo profundo remanente del proceso de apertura (Anomalía Gravimétrica de Texas), marcando el contacto de la corteza continental adelgazada con la corteza oceánica.

El bloque Perdido 1 está situado entre tres estructuras regionales asociadas al COB (WMTF, Anomalía de Texas y Lineamiento magnético). En este contexto, es probable que la zona del COB atraviese el polígono de Perdido 1. Las áreas 4 y 5 de la anomalía magnética en Perdido 1, con relación a la anomalía gravimétrica de Texas, carecen de una correspondencia clara con los datos magnéticos regionales y la batimetría. Infiriendo que estas áreas no están esclareciendo la geometría del COB. Respecto a la anomalía dipolar en el área 3, una posible interpretación es que proviene de un cuerpo de alta densidad con propiedades magnéticas, emergiendo como una estructura de origen magmático que alcanza ~ 400 m de altura. Este cuerpo es probable que sea un remanente del proceso de apertura del Golfo de México, que se formó en la zona de corteza transicional adelgazada debido durante el proceso *prerifting*. La anomalía en el área 2 mostró valores bajos y una geometría coincidente alargada en dirección E-W para ambas anomalías de gravedad y magnetismo. No obstante, en esta área, el relieve del lecho no presenta una correspondencia con ambas anomalías, implicando que el cuerpo generador probablemente sea profundo. Dada la geometría mostrada en ambas anomalías, esta anomalía pudiese tener relación con la transición entre la Anomalía de Texas y la WMTF. Considerando estos elementos, este estudio propone que la ubicación más probable del COB dentro del bloque de estudio está en una franja de aproximadamente 16 km de ancho, delimitada por las áreas anómalas 1 y 3 (Fig. 28).

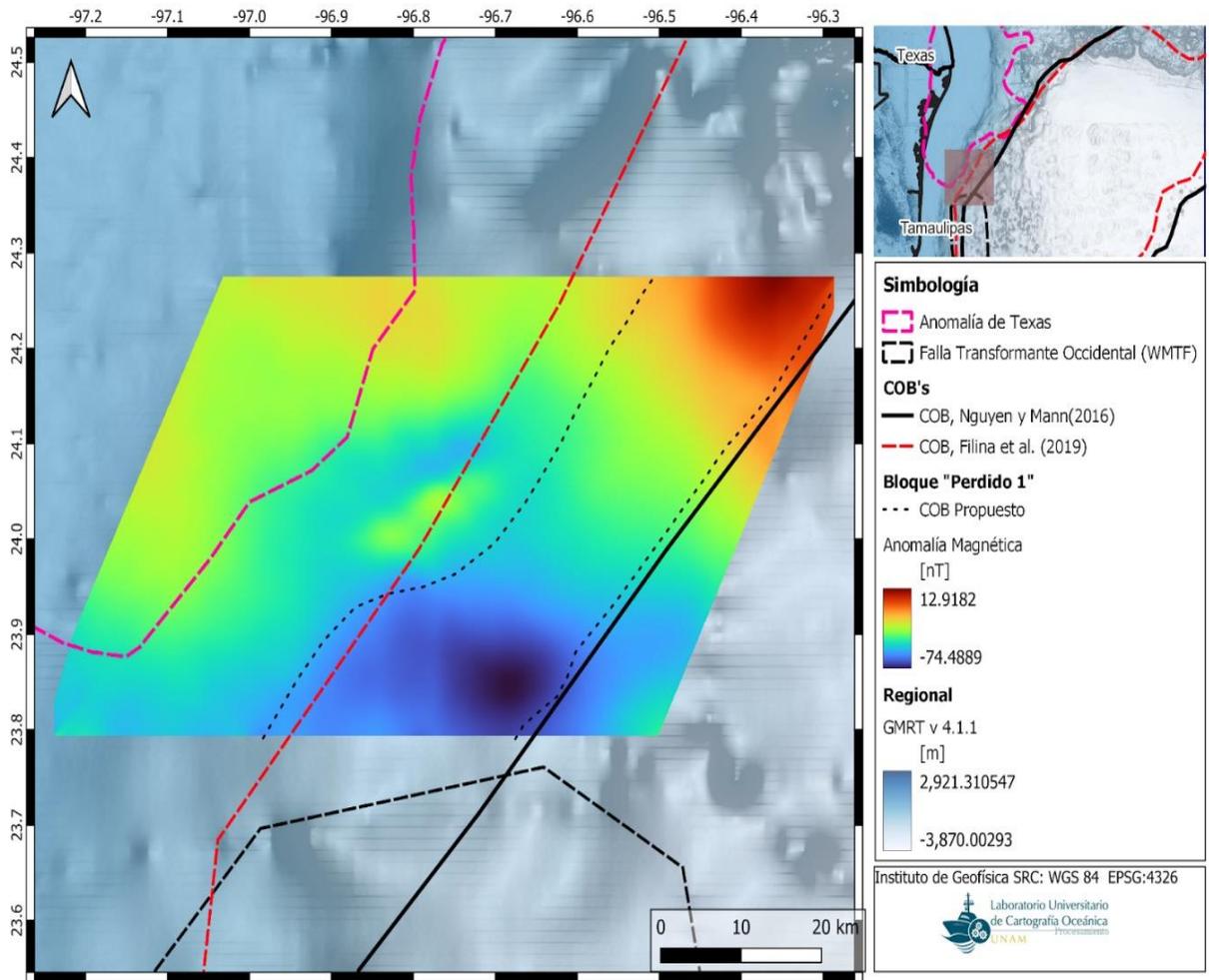


Figura 28: Propuesta final de COB para el bloque de Perdido 1. Se propone COB en área Perdido 1 acotado por las áreas anómalas 1 y 3 como una franja. Delimitada por estructuras remanentes del proceso de apertura del Golfo de México.

5. CONCLUSIONES

La presente investigación de tesis realizó la reducción y procesamiento de datos magnéticos marinos que se adquirieron en el bloque de Perdido 1 con el objetivo de identificar el límite entre la corteza continental y oceánica (COB) en el margen occidental de la cuenca del Golfo de México. Los resultados obtenidos revelaron la presencia de tres anomalías magnéticas significativas en el área de estudio. La correlación de estas anomalías con datos regionales de gravedad y magnetismo, así como con el relieve batimétrico, proporcionó una noción sobre la configuración de los cuerpos subyacentes. Estos resultados magnéticos en Perdido 1 exhiben una coincidencia significativa entre la anomalía dipolar del área 3 y una elevación submarina, sugiriendo una posible relación con el proceso de apertura del Golfo de México dada su probable naturaleza ígnea como extensión a la estructura de la Anomalía Gravitacional de Texas. La comparación de las anomalías en Perdido 1 con datos regionales muestra que el área 1 está asociada con el lineamiento de altos magnéticos que rodea la planicie abisal, posiblemente siendo parte de la zona del COB. Por ende, esta zona pudiese ser una franja entre las áreas anómalas 1 y 3 asociada al COB dentro del bloque de Perdido 1. Este estudio contribuye al entendimiento de la geología marina de la Provincia del Cinturón de Plegado de Perdido en el Golfo de México y ofrece una base para investigaciones futuras en el área.

Bibliografía:

- 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>
- Arecco, M. A., Ruiz, F., Pizarro, G., Giménez, M., Martínez, P., & Ramos, V. A. (2016). Gravimetric determination of the continental-oceanic boundary of the Argentine continental margin (from 36°S to 50°S). *Geophysical Journal International*, 204(1), 366–385. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv433>
- 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. In *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.
- Chambodut, A. (2014). Geomagnetic field, IGRF. In H. Gupta (Ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_111
- 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*.
- 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>
- 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). Elsevier. <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>

- 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).
- Hsu, S. K., Yeh, Y. C., Doo, W. Bin, & Tsai, C. H. (2004). New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications. *Marine Geophysical Research*, 25(1–2), 29–44. <https://doi.org/10.1007/s11001-005-0731-7>
- 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>
- Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., & Buffler, R. T. (1981). Crustal Structure in Gulf of Mexico from OBS Refraction and Multichannel Reflection Data. *AAPG*, 65(7), 1207–1229. http://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article-pdf/65/7/1207/4478136/aapg_1981_0065_0007_1207.pdf
- 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.
- Lazzús, J. A., Salfate, I., & Vega-Jorquera, P. (2022). Intense Geomagnetic Storms in The Maximum Phase of Solar Cycle 24 Observed From a Low-Latitude Ground Station. *Geofisica Internacional*, 61(4), 267–286. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2022.61.4.2028>
- 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>
- 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>
- 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.
- Patiño Ruiz, J., Rodríguez Uribe, M. A., Hernández Flores, E. R., Lara Rodríguez, J., & Gómez González, A. R. (2003). El Cinturón Plegado de Perdido Mexicano. Estructura y Potencial Petrolero. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 3–20.
- Pemex. (2010). *Provincia Petrolera Golfo de México Profundo*.
- Pérez Cruz, G. (1993). *Geologic evolution of the Burgos Basin, northeastern Mexico*. Rice University.
- 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/pindellletal.pdf>
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* (2nd ed.). Wiley-Blackwell. www.wiley.com/go/reynolds/introduction2e
- Rodríguez Santana, A., Antoranz Pecharromán, A. M., Menéndez González, I., & Cisneros Aguirre, J. (2006). *Geofísica marina : fundamentos y aplicación a la tectónica global* (1st ed.). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Vicerrectorado de Planificación y Calidad.
- Román Ramos, J. R., Cruz Mercado, M. A., Salomón Mora, L. E., Rosas Lara, C., Sanchez Ferrer, F., Biegert, E., & Bartsch, E. (2009). Continental-oceanic boundary deep structure in a shear margin: Western main transform, offshore veracruz, Southern Gulf of Mexico. *AAPG Memoir*, 90, 409–420. <https://doi.org/10.1306/13191094M903416>
- Rubio Cisneros, I. I., Alonso Ramírez Fernández, J., García Obregón, R., & León, N. (2011). Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 137–156. <https://doi.org/https://doi.org/10.18268/bsgm2011v63n2a1>
- Salvador, Amos. (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>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Uchupi, E. (1975). *The Gulf of Mexico and the Caribbean: Physiography of the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea* (A. E. M. Nairn & F. G. Stehli, Eds.; Springer, Vol. 3). Plenum Press. <https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8535-6>

- 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>
- Vazquez-Meneses, M. E. (2005). *Gravity Tectonics, Western Gulf of Mexico* [Ph.D]. Royal Holloway University of London.
- Whitmarsh, R. B., & Jones, M. T. (1969). Daily Variation and Secular Variation of the Geomagnetic Field from Shipboard Observations in the Gulf of Aden. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *18*(5), 477–488. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1969.tb03372.x>

ANEXO A

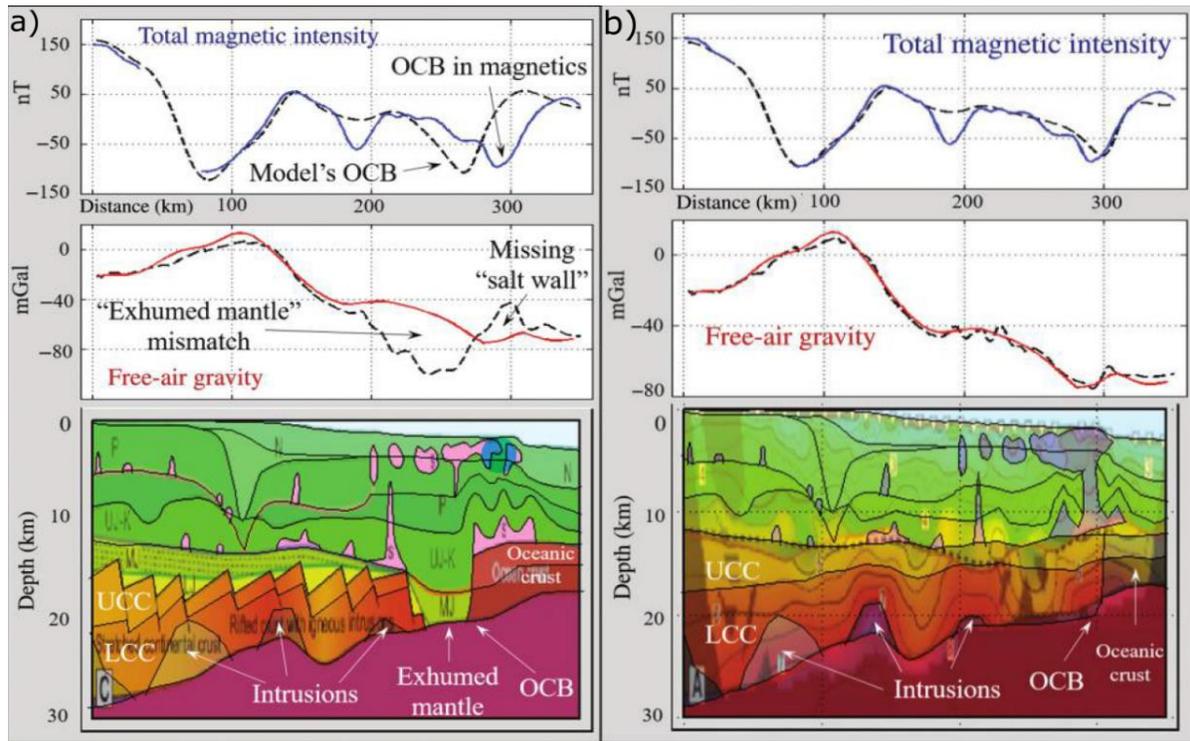


Figura 29: Modelos de distribución cortical sobre línea de refracción sísmica 2D GUMBO1, Noroeste del GOM. a) Modelo de Manto Exhumado basado en el análisis de (Van Avendonk et al., 2015) b) Modelo de corteza adelgazada

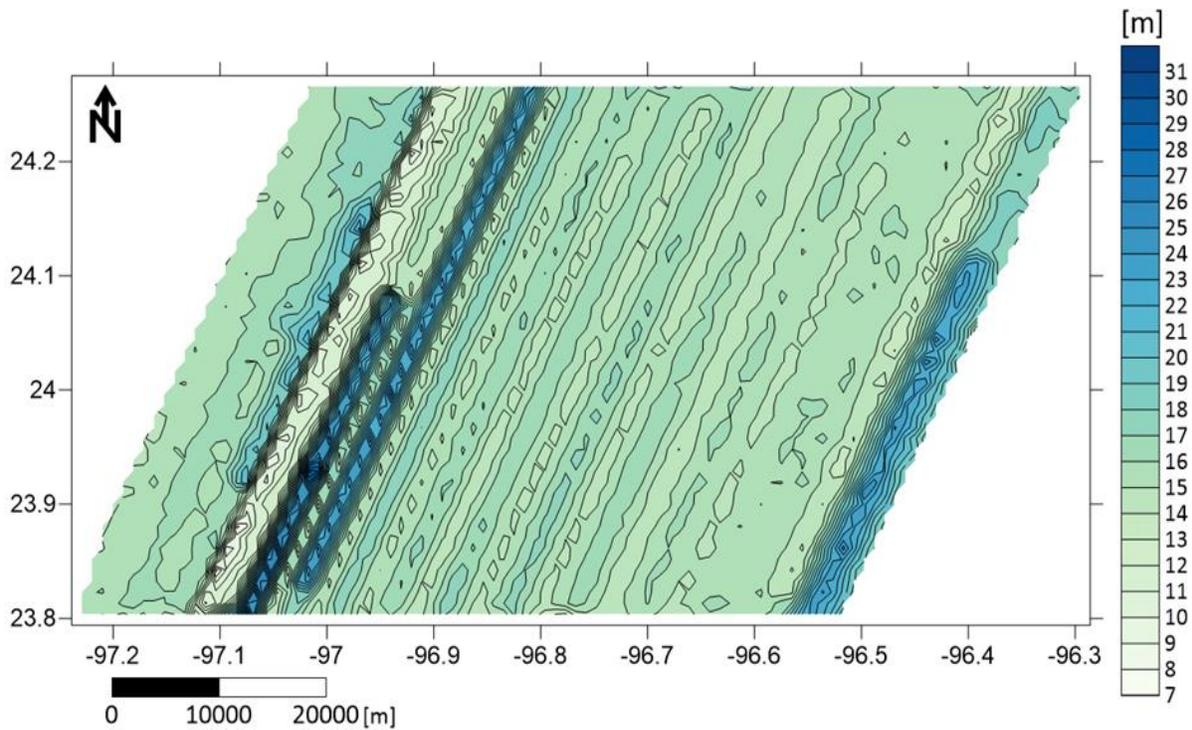


Figura 30: Carta de valores de profundidad del magnetómetro a lo largo del levantamiento

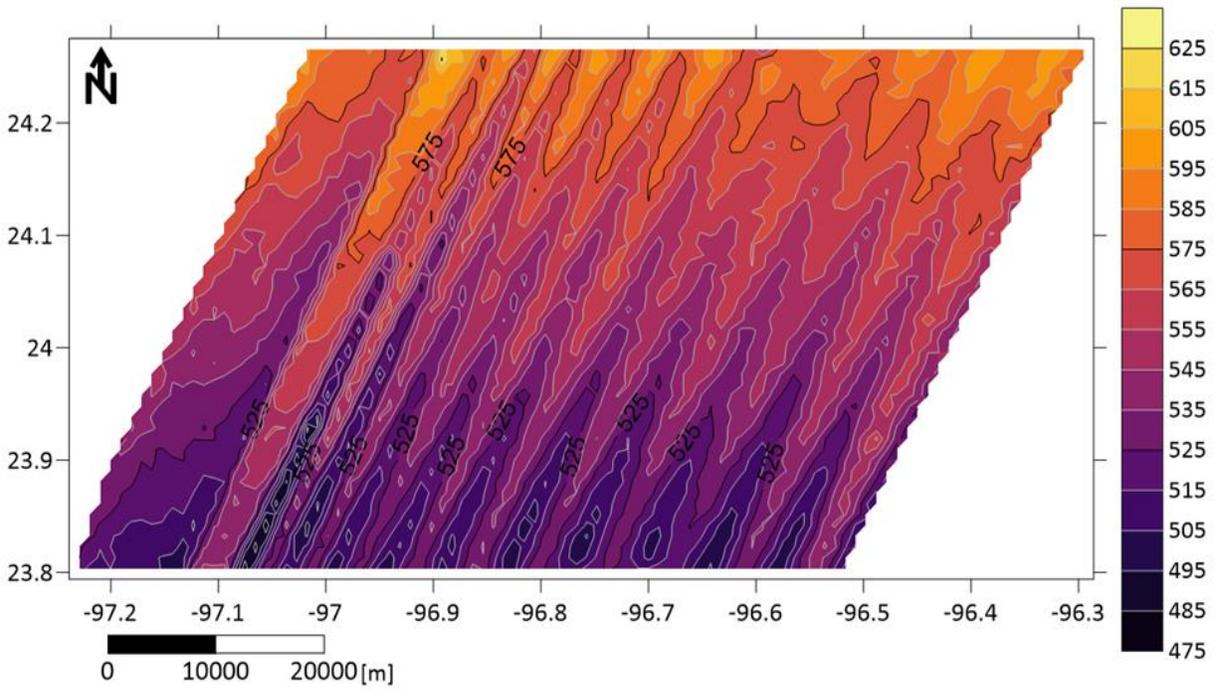
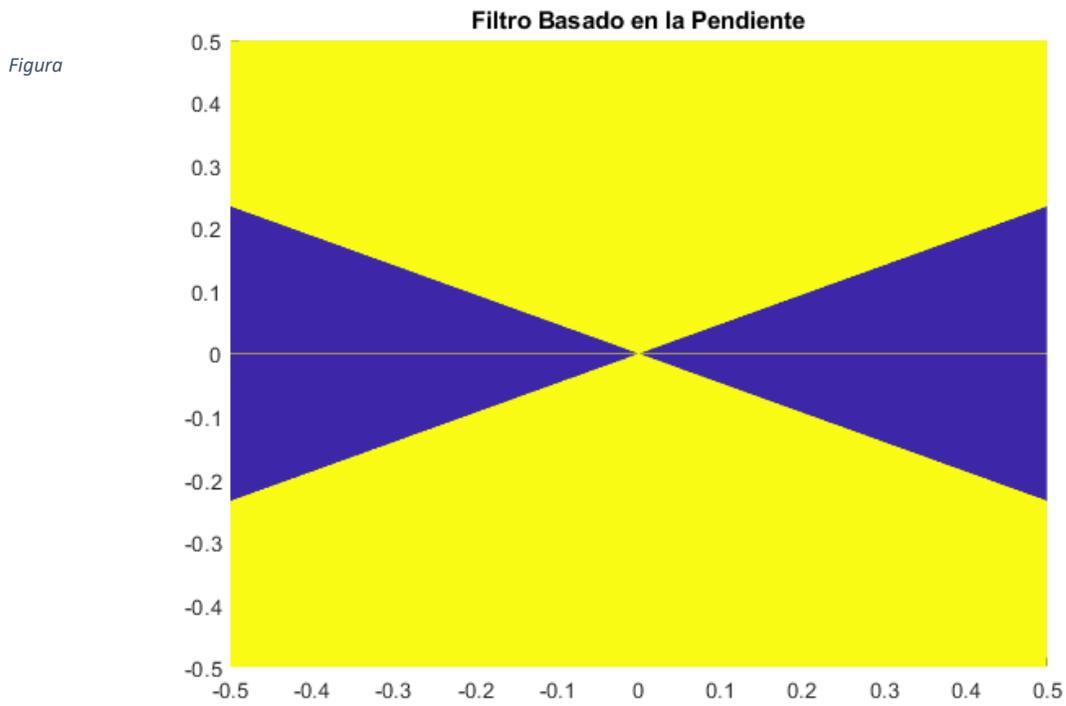


Figura 31: Carta de valores de amplitud de señal (SIGNAL) del magnetómetro a lo largo del levantamiento.



32: Filtro ideal para remoción de huella del levantamiento. Banda de rechazo (azul), Banda de aceptación (amarillo)

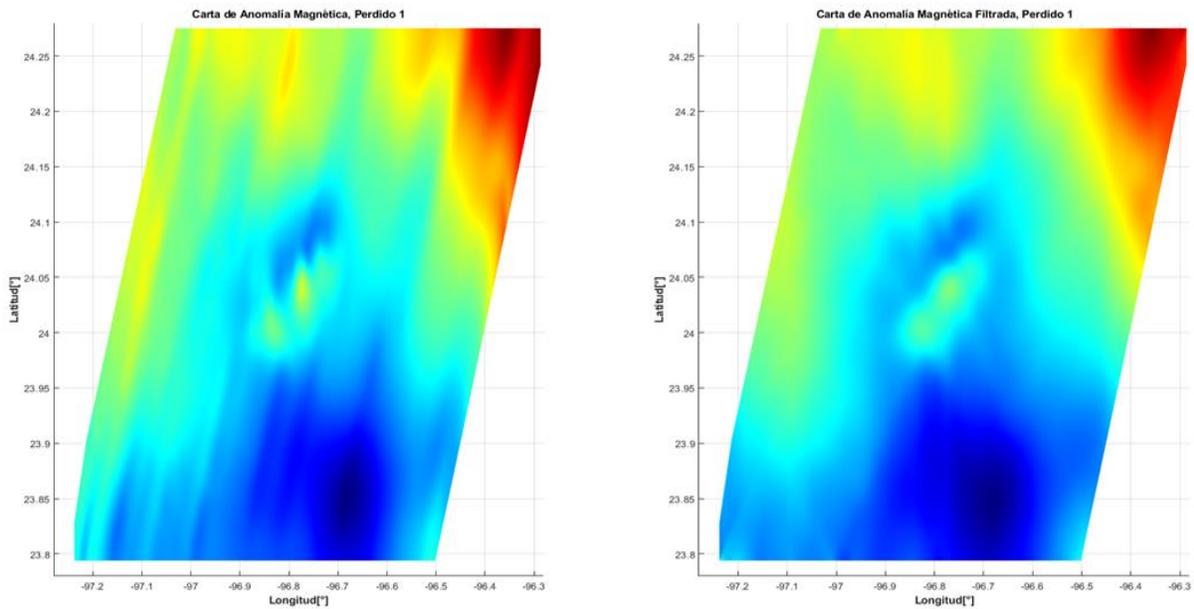


Figura 33: Comparativa de anomalía magnética antes y después de aplicar el filtro Direccional

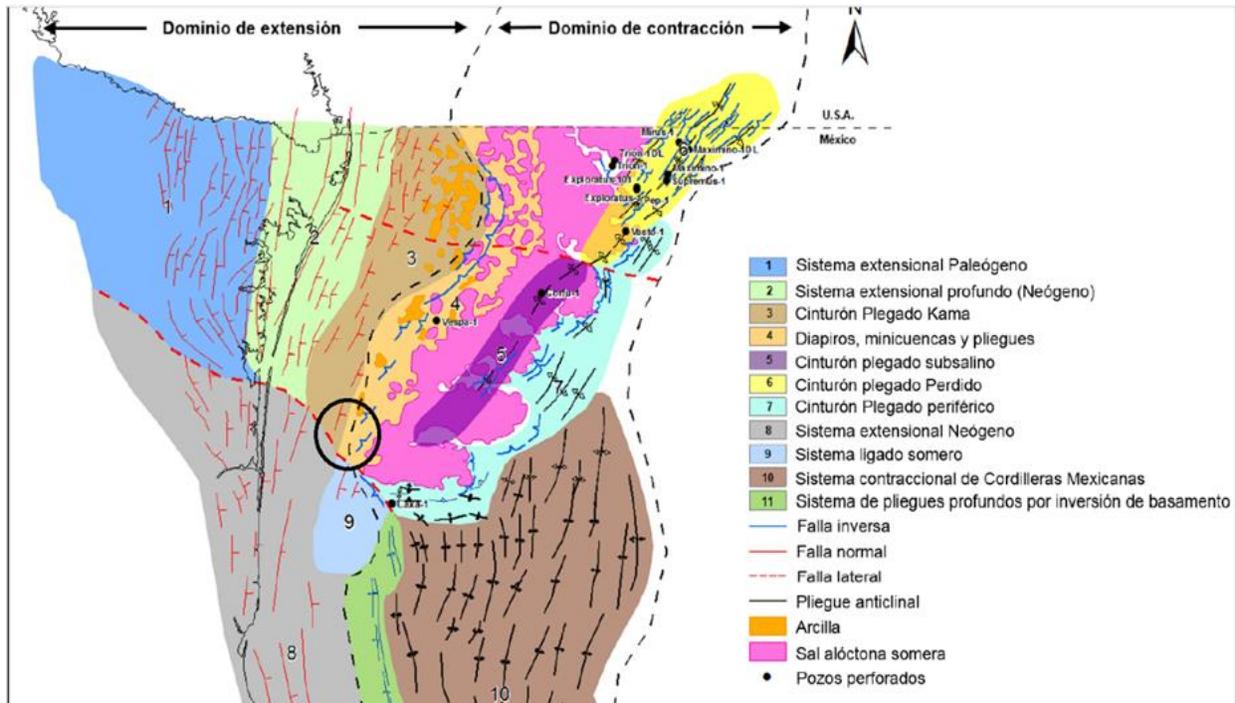


Figura 34: Estilos estructurales y subprovincias geológicas en el Sector Oeste del GOM. Tomado De (CNH, 2015). Círculo Negro, área donde se delimita Perdido 1.

ANEXO B

La base de datos del Bloque Perdido 1, resguardada en el Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica, consiste de 5 carpetas que contienen la información respecto al levantamiento magnético llevado a cabo por el BO Justo Sierra en diciembre de 2015. Cada carpeta contiene las bitácoras de notas a bordo del buque, registros magnéticos y rutas de navegación de la campaña, y cuyos archivos están ordenados conforme la secuencia de adquisición. Los registros magnéticos están contenidos en archivos con extensión .INT, donde cada dato es desplegado con los siguientes parámetros: Fecha, Hora GMT, número de línea, profundidad del instrumento, intensidad de la señal, medición magnética de campo total, coordenadas geográficas decimales del magnetómetro (MAG_LON/LAT), coordenadas geográficas decimales del buque (GPS_LON/LAT), coordenadas geográficas decimales de un segundo magnetómetro hipotético paralelo al utilizado (SHIFT_LON/LAT) y distancia del magnetómetro al buque en metros (Layback). El registro magnético completo está contenido en tres archivos .INT que abarcan tres periodos de adquisición, descritos en la Tabla de abajo:

Archivo	Fecha [Inicio-Final]	Hora GMT [Inicio - Final]	Tamaño en Disco
PERDIDO1A-01_20151204	12/05/2015 - 12/05/2015	02:44:37 – 22:08:22	4.60 MB
PERDIDO1A-02_20151205	12/05/2015 - 12/09/2015	22:29:20 – 00:37:49	17.3 MB
PERDIDO1A-03_20151209	12/09/2015 - 12/12/2015	00:58:19 - 14:10:58	19.3 MB

Estos archivos contienen la información de las 37 líneas del registro magnético. A continuación, en la Tabla de abajo, se despliega el número de datos adquiridos de cada línea magnética, y su secuencia de adquisición, de oeste a este (W-E).

#Línea	#Datos	Fecha [Inicio-Final]	Hora inicio [GMT]	Hora Término [GMT]
1	5789	05/12/15 - 05/12/15	02:44:37	05:57:31
2	7277	05/12/15 - 05/12/15	06:04:05	10:06:35
3	6947	05/12/15 - 05/12/15	10:15:03	14:06:32
4	6888	05/12/15 - 05/12/15	14:13:08	18:02:40
5	7126	05/12/15 - 05/12/15	18:10:54	22:08:22
6	6926	05/12/15 - 06/12/15	22:29:20	02:20:08

7	6840	06/12/15 - 06/12/15	02:26:44	06:14:41
8	6994	06/12/15 - 06/12/15	06:21:21	10:14:27
9	7028	06/12/15 - 06/12/15	10:23:37	14:17:51
10	6925	06/12/15 - 06/12/15	14:24:35	18:15:23
11	6807	06/12/15 - 06/12/15	18:24:25	22:11:16
12	6986	06/12/15 - 07/12/15	22:26:00	02:18:50
13	8543	07/12/15 - 07/12/15	02:25:24	07:10:08
14	7179	07/12/15 - 07/12/15	07:18:28	11:17:44
15	14224	07/12/15 - 07/12/15	11:32:42	19:26:47
16	7168	07/12/15 - 07/12/15	19:38:13	23:37:07
17a	7306	07/12/15 - 08/12/15	23:57:03	04:00:33
18a	4423	08/12/15 - 08/12/15	04:15:15	06:42:39
19	10349	08/12/15 - 08/12/15	06:56:07	12:41:02
18 b	2750	08/12/15 - 08/12/15	12:56:32	14:28:10
17 b	2571	08/12/15 - 08/12/15	14:36:44	16:02:24
20	7075	08/12/15 - 08/12/15	16:29:22	20:25:10
21	7264	08/12/15 - 09/12/15	20:35:44	00:37:49
22	7029	09/12/15 - 09/12/15	00:58:19	04:52:35
23	6962	09/12/15 - 09/12/15	05:17:59	09:10:00
24	6996	09/12/15 - 09/12/15	09:52:08	13:18:18
25	6719	09/12/15 - 09/12/15	13:32:46	17:16:42
26	7142	09/12/15 - 09/12/15	17:31:26	21:29:28
27	7014	09/12/15 - 10/12/15	21:46:44	01:40:29
28	6838	10/12/15 - 10/12/15	01:56:01	05:43:55
29	6686	10/12/15 - 10/12/15	05:58:19	09:41:09
30	6815	10/12/15 - 10/12/15	10:01:09	13:48:17
31	6574	10/12/15 - 10/12/15	14:09:25	17:48:30
32	7121	10/12/15 - 10/12/15	18:05:44	22:03:04
33	6864	10/12/15 - 11/12/15	22:17:48	02:06:34
34	7319	11/12/15 - 11/12/15	02:21:47	06:25:38
35	6805	11/12/15 - 11/12/15	06:44:24	10:31:15

36	11873	11/12/15 - 12/12/15	19:00:15	01:35:58
37	8179	12/12/15 - 12/12/15	02:00:12	06:32:48

La base de datos para esta tesis solo incluye 30 líneas de adquisición, invalidado las líneas 2,4,6,8,10,12,15 por su contenido ruidoso. Una vez aplicadas la organización de cada línea y efectuando la invalidación de registros magnéticos peculiares, el contenido de las correcciones y reducciones en las 30 líneas son integradas en listados y en archivos Excel. La anomalía magnética final del Bloque Perdido-1 es resultado del procesamiento de 278,315 mediciones. Un ejemplo del listado de cada línea es mostrado en la siguiente figura:

Línea	DATE	Time (GMT)	LAT	LON	Prof(m)	Signal G-877	Mobs (nT)	IGRF (nT)	Mobs-Migrf	VD. Teolo (nT)	Mvd(nT)	C. Rumbo (nT)	MCR (nT)
1	05/12/2015	2:44:37	23.87543	-97.21278	14.56	535	43409.61	43441.3	-31.69	0.932	-32.62	4.940	-37.56
1	05/12/2015	2:44:39	23.87550	-97.21275	14.46	525	43409.83	43441.4	-31.57	0.944	-32.51	4.944	-37.46
1	05/12/2015	2:44:41	23.87557	-97.21271	14.51	537	43409.51	43441.4	-31.89	0.955	-32.85	4.934	-37.78
1	05/12/2015	2:44:43	23.87564	-97.21268	14.35	522	43409.79	43441.5	-31.71	0.967	-32.68	4.942	-37.62
1	05/12/2015	2:44:45	23.87571	-97.21264	14.03	525	43409.65	43441.5	-31.85	0.978	-32.83	4.942	-37.77
⋮													
30	10/12/2015	10:01:09	24.26773	-96.51236	17.42	599	43713.98	43719.1	-5.12	2.522	-7.64	5.401	-13.04
30	10/12/2015	10:01:11	24.26767	-96.51238	17.21	608	43713.64	43719.0	-5.36	2.527	-7.89	5.419	-13.31
30	10/12/2015	10:01:13	24.26760	-96.51240	17.16	607	43713.7	43719.0	-5.30	2.531	-7.83	5.426	-13.26
30	10/12/2015	10:01:15	24.26754	-96.51242	17.32	604	43713.64	43719.0	-5.36	2.535	-7.90	5.436	-13.33
30	10/12/2015	10:01:17	24.26747	-96.51244	16.95	607	43713.66	43718.9	-5.24	2.540	-7.78	5.443	-13.22

Figura 35: Base de datos Magnéticos, Perdido 1.

Donde para cada columna incluye los valores de:

Línea: el número de línea de adquisición. Nota: la secuencia de adquisición es de Oeste a Este (Fig.11).

DATE: Fecha de adquisición de cada medición. En el Horario GMT.

Time (GMT): tiempo GMT al momento de adquisición de cada medición. Nota: para el bloque de estudio, el horario local es GMT-6 horas.

LAT: Latitud en coordenadas geográficas decimales.

LON: Longitud en coordenadas geográficas decimales.

Prof.: Profundidad en metros del magnetómetro G- 877 al momento de registrar cada medición.

Signal G-877: Intensidad de la señal registrada por el magnetómetro G-877 en cada medición.

Mobs: Valor del campo total magnético medido (observada) en nano Teslas por el magnetómetro G-877.

IGRF: Valor del campo teórico (IGRF) en nano Teslas para cada medición.

Mobs-MIGRF: Registro magnético de Perdido 1 reducido por campo teórico o IGRF. Expresado en nano Teslas

VD. Teolo: Curva de variación diurna en nano Teslas del observatorio magnético de Teoloyucan para cada medición.

MVD: Registro magnético de Perdido 1 reducido por variación diurna. Expresado en nano Teslas.

C.Rumbo: Valor de corrección por el efecto de rumbo en nano Teslas correspondiente a cada medición.

MCR: Registro magnético de Perdido 1 reducido por efecto de rumbo. Expresado en nano Teslas.