

1 **Título:** Nuevas observaciones en la corteza continental transicional del sur del Golfo de
2 México y sus implicaciones en los modelos de margen continental / New insight into the
3 transitional continental crust in the southern Gulf of Mexico and their implications for
4 continental margin models.

5 **Autor** Joel Rosales Rodríguez^{1,2}

6 1 - Instituto Mexicano del Petróleo, Dirección de Investigación, Gerencia de Investigación en
7 Exploración, CDMX, México.

8 2 - Instituto Politécnico Nacional Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad
9 Ticomán, CDMX, México.

10 <https://orcid.org/0000-0003-4171-9065>

11 Correo: jrrodri@imp.mx

12 **RESUMEN**

13 La interpretación de las propiedades físicas de la corteza y manto comúnmente se hace a
14 partir de la asociación de velocidades sísmicas con la mineralogía de las rocas ígneas que
15 las constituyen, dado que los afloramientos de corteza o manto exhumados o pozos que
16 cortan las rocas de basamento continental u oceánico son escasos. La corteza oceánica del
17 Golfo de México se caracteriza por velocidades sísmicas de 6.1-6.9 km/s, asociadas a
18 gabros. Se observan diferencias en el rango de velocidades sísmicas entre la porción
19 oriental y occidental de la corteza oceánica, tanto a nivel de corteza como en el manto. Se
20 identifican anomalías de velocidades sísmicas entre la corteza y el manto, principalmente
21 en áreas cercanas al límite corteza oceánica-continental. Estas anomalías de velocidades
22 sísmicas se asocian a intrusiones máficas ocurridas durante la apertura del Golfo de México.
23 Estas intrusiones también se interpretan en la base de la corteza a partir del modelado
24 magnético de un perfil en el sur del Golfo de México. Con el modelado magnético se

25 interpreta manto serpentizado en el área de la Anomalía Magnética de Campeche. Con
26 ambas interpretaciones se sugieren dos periodos de evolución tectónica del Golfo de
27 México; el primer periodo es asociado a un margen continental no volcánico, en el cual
28 ocurre la exhumación y la serpentización del manto, el segundo periodo asociado a un
29 margen volcánico en el cual ocurre la intrusión de rocas máficas cercanas al límite corteza
30 oceánica-continental y la rotación de Yucatán.

31 palabras clave: velocidad sísmica, corteza oceánica, serpentización, intrusión, margen
32 continental.

33 **ABSTRACT**

34 The interpretation of physical properties of crust and mantle is commonly done from the
35 relationship between seismic velocities with mineralogy of igneous rocks that constitute
36 them, mainly due to scarce outcrops of exhumed crust or mantle, and wells that cut
37 continental or oceanic basement. The oceanic crust of the Gulf of Mexico is characterized
38 by seismic velocities of 6.1-6.9 km/s, associated with gabbro. Differences in the range of
39 seismic velocities are observed, between the eastern and western portion of the crust, both
40 at the crustal and mantle level. In areas close to the oceanic-continental crust boundary,
41 anomalies of seismic velocities are distinguished overlying the mantle, associated with mafic
42 intrusions occurred during the Gulf of Mexico opening. These intrusions are also interpreted
43 at the base of continental crust from the magnetic modeling 2D in the southern Gulf of
44 Mexico. Over this profile serpentized mantle is interpreted around Campeche Magnetic
45 Anomaly. Two periods of tectonic evolution of the Gulf of Mexico are interpreted, the first one
46 is associated with a non-volcanic continental margin, in which exhumation and
47 serpentization of the mantle occur, the second period is associated with a volcanic

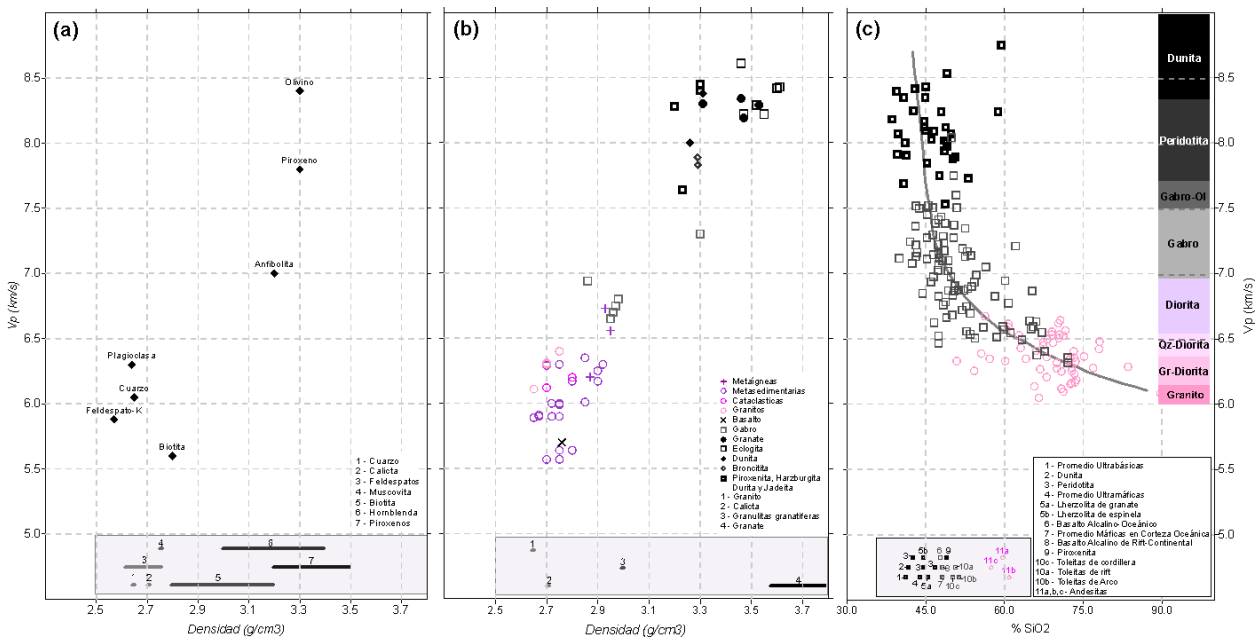
48 continental margin, the intrusion of mafic rocks occurs, mainly close to the oceanic-
49 continental crust boundary, and the Yucatan rotation also occurs.

50 Key words: seismic velocity, oceanic crust, serpentinite, intrusion, continental margin

51 **1. INTRODUCCIÓN**

52 Las propiedades físicas de las rocas ígneas de la corteza y manto superior se interpretan a
53 partir de la relación entre velocidades sísmicas y mineralogía de los principales
54 componentes de las rocas que las constituyen (figura 1). Esta relación, velocidades sísmicas
55 vs mineralogía, es obtenida a partir de las mediciones hechas en muestras de afloramiento
56 de rocas ígneas, o bien a partir de muestras de núcleo de basamento, recuperados en pozos
57 petroleros perforados en corteza continental y pozos exploratorios perforados en corteza
58 oceánica (Fowler, 2005; Anderson, 2007; Romanyuk *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*,
59 2008). En estudios de sísmica de refracción, esta relación permite definir la estratificación
60 de la corteza y cima del manto, o bien, interpretar los cambios litológicos, cambios de
61 densidad o diferencias de temperatura debido a las variaciones laterales y verticales de las
62 velocidades sísmicas a nivel de corteza o manto (Olsen, 2006). En algunos márgenes
63 continentales estas variaciones de las velocidades sísmicas corresponden con anomalías
64 magnéticas y gravimétricas.

65 En áreas cercanas al límite tectónico corteza continental-corteza oceánica, la definición de
66 la corteza continental transicional es compleja y se ha hecho a partir de modelos geofísicos
67 asociados a cambios litológicos (sísmica de reflexión y refracción, métodos potenciales). El
68 análisis de las velocidades sísmicas ha ayudado en la definición de la litología, la relación
69 geométrica regional entre la corteza continental transicional y corteza oceánica, así como la
70 relación vertical y lateral entre las velocidades sísmicas anómalas y las velocidades
71 sísmicas de la corteza (continental y oceánica).



72

73 Figura 1. Velocidades sísmicas (V_p) vs (a) densidad de minerales, (b) densidad de las rocas
 74 ígneas y (c) contenido de sílice (%SiO₂). Los recuadros de color gris de la parte inferior de
 75 cada figura se muestran sin escala de velocidad, únicamente se ajustan a la escala de
 76 densidad y %SiO₂; en la parte superior derecha de (c) se muestran los rangos de velocidad
 77 calculados y corregidos a 600 MPa por Christensen (1965, en Olsen, 2006) para las rocas
 78 ígneas intrusivas (valores compilados de Fowler, 2005; Olsen, 2006; Anderson, 2007;
 79 Romanyuk *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008).

80 La corteza continental transicional se caracteriza por bloques de corteza limitados por fallas,
 81 que pueden estar intrusionados por rocas máficas-ultramáficas, emplazadas durante la
 82 expansión del piso oceánico (d'Acremont *et al.*, 2005; Geoffroy, 2005; Anderson, 2007;
 83 Mjelde *et al.*, 2007). En la base de la corteza continental transicional se reporta una capa de
 84 alta velocidad (7.2-7.7 km/s), asociada a emplazamiento de rocas máficas/ultramáficas o
 85 bien, a zonas afectadas por procesos de serpentinización del manto superior (Mooney *et al.*,
 86 1998; Lau *et al.*, 2006; Anderson, 2007; Labails *et al.*, 2009).

87 Estos resultados, aunados a los resultados de métodos potenciales, se han utilizado para
88 el desarrollo de los dos modelos tectónicos de los márgenes continentales: i) modelo de
89 margen continental con presencia de volcanismo (margen continental volcánico) y ii) modelo
90 de margen continental con ausencia de volcanismo (margen continental no volcánico).

91 i) En el modelo tectónico margen volcánico, la corteza continental transicional se caracteriza
92 por una cubierta de flujos de basaltos y varios kilómetros de una gruesa capa de alta
93 velocidad sísmica (7.2-7.6 km/s), identificada en la base de la corteza continental y cercana
94 al límite corteza continental-corteza oceánica, interpretada como intrusiones máficas
95 (Mooney y Brocher, 1987; Mooney y Meissner, 1992; Kern *et al.*, 1996; Olsen, 2006; Mutter
96 *et al.*, 1984 y 1988; Keen-Boutiler, 1995; *en Mjelde et al.*, 2007; Kearey *et al.*, 2002; Lee *et*
97 *al.*, 2002; Mjelde *et al.*, 2009; Allen y Allen, 2013; Becker *et al.*, 2014). La corteza continental
98 transicional al suroeste de Marruecos se caracteriza por una corteza continental superior de
99 velocidades sísmicas entre 5.8 y 6.5 km/s y una capa inferior con velocidades sísmicas de
100 7.1-7.2 km/s asociadas a intrusiones máficas (Labails *et al.*, 2009).

101 ii) En el modelo tectónico de margen continental no volcánico, la corteza continental
102 transicional se caracteriza por una corteza continental superior delgada (<3 km), de
103 velocidades sísmicas entre 4.0 y 6.5 km/s, y una corteza inferior de altas velocidades
104 sísmicas (7.2-7.7 km/s), interpretada como peridotita serpentizada originada por la
105 penetración de agua de mar a lo largo de fallas, durante la exhumación del manto (Lee *et*
106 *al.*, 2002; d'Acremont *et al.*, 2005; Mjelde *et al.*, 2007). La ausencia de volcanismo es
107 asociada con una fase de *rifting* de larga duración (>15 MA) y una baja o nula actividad
108 magmática (Harry *et al.*, 2003; Mjelde *et al.*, 2007; Allen y Allen 2013).

109 La interpretación de un proceso de serpentización previo a la generación de corteza
110 oceánica, debido a la hiperextensión de la corteza, implica un contacto directo entre el

111 magma y el agua salada, debido a la exhumación del manto, donde su grado de alteración
112 es de 100% como se reporta en el punto ODP 1277 en la cuenca de Terranova,
113 caracterizado por velocidades sísmicas de 7.2-7.7 km/s (Lau *et al.*, 2006). Un menor grado
114 de serpentización ($35\pm 10\%$), como resultado de la hidratación del manto superior, implica
115 que el contacto entre éste y al agua salada fue a lo largo de fallas o fracturas corticales, por
116 lo tanto, la alteración parcial es únicamente a lo largo de las fallas y se caracteriza por
117 velocidades mayores a 6.9 km/s (Miller y Christensen, 1997, *en Contrucci et al.*, 2004; Muller
118 *et al.*, 1997; Fowler, 2005; Mjelde *et al.*, 2007). La densidad aparente de peridotita inalterada
119 (3.3 g/cm^3) puede ser reducida considerablemente ($\sim 2.6 \text{ g/cm}^3$) durante el proceso de
120 serpentización (Pickup *et al.*, 1996; Kearey *et al.*, 2002; Maffione *et al.*, 2014). Miles et al.
121 (1996) mencionan que las áreas de serpentización se caracterizan por anomalías
122 magnéticas de $\sim 100 \text{ nT}$.

123 **2. CORTEZA CONTINENTAL DEL GOLFO DE MÉXICO**

124 En el sur del Golfo de México no se cuenta con evidencias directas de las rocas ígneas de
125 la corteza continental, sin embargo, su composición se infiere a partir de las rocas del
126 basamento ígneo que aflora y que es cortado en subsuelo en áreas cercanas al margen del
127 Golfo de México, tanto en México como en Estados Unidos, Belice y Cuba. Las rocas del
128 basamento ígneo en el margen del Golfo de México se definen como rocas ígneas intrusivas
129 Paleozoicas, granitos y granodioritas del Pérmico-Triásico (Olivas, 1953; Sánchez, 1961;
130 Lopez-Ramos, 1973; Fries *et al.*, 1974; Pantoja-Alor *et al.*, 1974; Jacobo, 1986; Lopez-
131 Infanzón, 1986; Winker y Buffler, 1988; Woods *et al.*, 1991; Marton, 1995; Ortiz, 2006;
132 Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009) (Anexo 1). Al oeste de la Península de Florida y
133 sureste de la Península de Yucatán, se reportan rocas ígneas intrusivas y extrusivas ácidas
134 en la base de cubierta sedimentaria, del Cámbrico, Ordovícico, Devónico y Carbonífero.

135 Hacia aguas someras y profundas del Golfo de México, la corteza continental se ha
136 interpretado desde el punto de vista tectónico, con una zonificación de acuerdo con su
137 espesor y afectación tectónica durante la apertura del Golfo de México, definiéndola como
138 corteza continental transicional (Buffler y Sawyer, 1985; Sawyer *et al.*, 1991, Marton, 1995).
139 Cercano al límite tectónico corteza continental - corteza oceánica, se interpreta que la
140 corteza continental adelgazada fue afectada por los procesos tectónicos durante el
141 rompimiento continental, por lo tanto, puede estar intrusionada o magmáticamente
142 modificada; así como, representada por corteza continental inferior exhumada o manto
143 exhumado (Filina *et al.*, 2022).

144 Las características y geometría de la corteza continental transicional del Golfo de México
145 han sido interpretadas a partir de modelado de métodos potenciales (magnetometría y
146 gravimetría), sísmica de refracción y sísmica de reflexión (Marton, 1995; Marton y Buffler,
147 1994; Sandoval-Ochoa *et al.*, 1999; Jacques *et al.*, 2004; Bird, *et al.*, 2005; Roman-Ramos
148 *et al.*, 2008; Mickus *et al.*, 2009; Miranda-Madrigal, 2010; Kocel, 2012; Nwafor, 2013; Rocha-
149 Esquinca *et al.*, 2013; Christeson *et al.*, 2014; Eddy *et al.*, 2014; Ismael, 2014; Van Avendonk
150 *et al.*, 2015; Saunders *et al.*, 2016; Deighton *et al.*, 2017; Horn *et al.*, 2017; O'Reilly *et al.*,
151 2017; Eddy *et al.*, 2018; Liu, 2018; Filina *et al.*, 2020; Minguez *et al.*, 2020; Storey, 2020;
152 Zinecker, 2020; Filina y Hartford, 2021; Miranda-Madrigal y Chávez-Cabello, 2020; Bugti,
153 2022; Izquierdo-Llavall *et al.*, 2022; Curry, 2024). La mayor de estos trabajos se enfoca en
154 el norte del Golfo de México; sin embargo, en el sur del golfo los trabajos únicamente se
155 enfocan al noroeste, norte y noreste de la Península de Yucatán. Con base en la geometría
156 y propiedades de la corteza continental transicional, diversos autores ha propuesto modelos
157 dinámicos para explicar las afectaciones tectónicas de la corteza continental transicional
158 durante el rompimiento continental “*rifting*” (ocurrido entre 230 y 160 MA, en promedio), así

159 como el origen y evolución de la corteza oceánica del Golfo de México durante el proceso
160 de expansión (ocurrido entre 160 y 137 Ma, en promedio), incluyendo el periodo de 3 MA
161 para el depósito de la sal entre ambos eventos tectónicos (Winker y Buffler, 1988; Schouten
162 y Klitgord, 1994; Marton y Buffler 1994; Rueda-Gaxiola 1998; Rueda-Gaxiola 2004; Kneller
163 y Johnson, 2011; Pindell *et al.*, 2014; Hudec *et al.*, 2013; Eddy *et al.*, 2014; Pindell *et al.*,
164 2014; Nguyen y Mann, 2016; Padilla y Sanchez, 2016; Deighton *et al.*, 2017; Minguez *et al.*,
165 2020; Pindell *et al.*, 2020; Filina y Beutel, 2021). Minguez *et al.* (2020) incluye en su modelo
166 de evolución un periodo de exhumación del manto debido a una hiperextensión de la corteza
167 continental, previo a la expansión de la corteza oceánica, relacionado con un margen
168 continental no volcánico.

169 En los últimos años varios autores sugieren la presencia de SDRs (*Seaward Dipping*
170 *Reflectors*) en los modelos tectónicos de la corteza transicional del Golfo de México (Hudec
171 *et al.*, 2013; Eddy *et al.*, 2014; Rowan, 2014; Pindell *et al.*, 2011; Kneller y Johnson, 2011;
172 Williams-Rojas *et al.*, 2011; Saunders *et al.*, 2016;Lundin y Doré, 2017; O'Reilly *et al.*,
173 2017;Liu *et al.*, 2019; Steier y Mann, 2019; Filina y Hartford, 2021), relacionados con el
174 modelo de margen continental volcánico, principalmente en el suroeste de la Península de
175 Florida y noroeste de la Península de Yucatán, asociados a las principales anomalías
176 magnéticas de estas áreas.

177 El presente trabajo se enfoca en el análisis de las velocidades sísmicas de la corteza
178 oceánica y continental del Golfo de México, bajo el contexto y conceptos de margen
179 continental volcánico y no volcánico. El modelado magnético de perfil en el sur del Golfo de
180 México busca interpretar la Anomalía Magnética de Campeche evaluando las implicaciones
181 en los modelos dinámicos de márgenes continentales, volcánico y no volcánico.

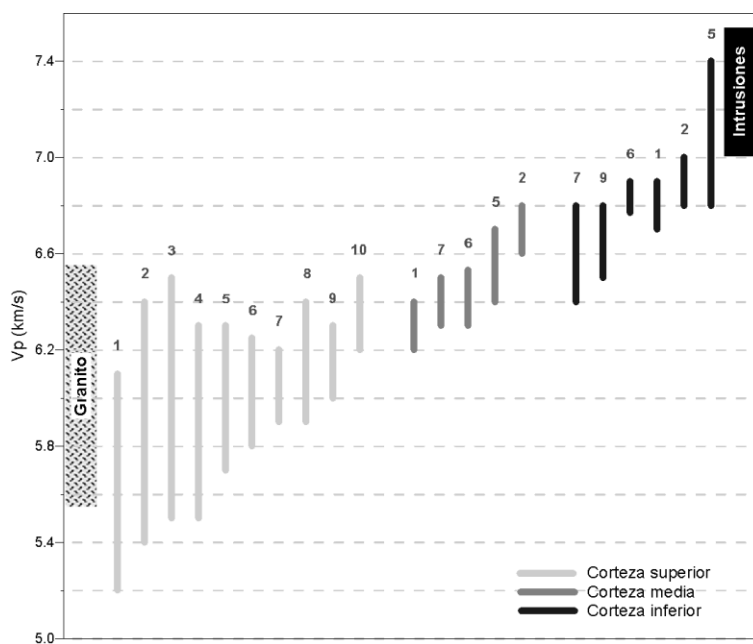
182 **3. DATOS Y MÉTODOS**

183 Para el desarrollo de este trabajo se utilizaron velocidades sísmicas para definir propiedades
184 litológicas de la corteza oceánica, continental y continental transicional del Golfo de México,
185 así como datos de un perfil magnético para definir la geometría y variaciones litológicas de
186 la corteza en el sur del Golfo de México.

187 **3.1. Velocidades sísmicas de la corteza Golfo de México**

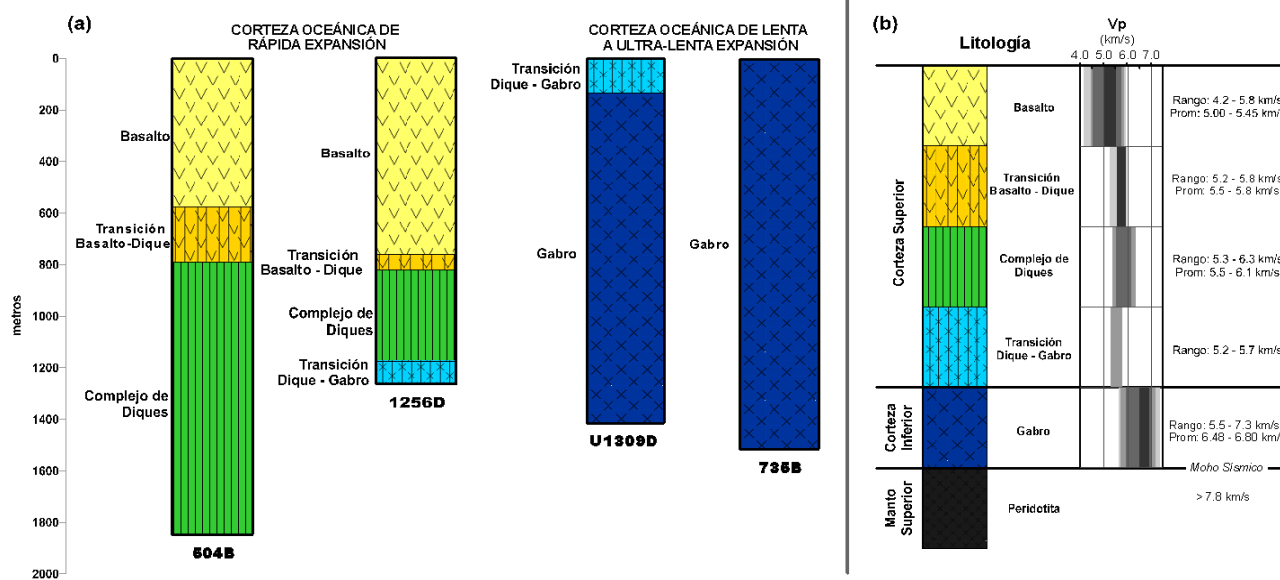
188 Para interpretar las propiedades litológicas, estratificación y tipo de corteza en el Golfo de
189 México, se analizaron las velocidades de 134 puntos de sísmica de refracción adquiridos
190 previamente por diversas brigadas, tanto en la parte marina del Golfo de México, como en
191 su margen norte (Ewing *et al.*, 1955, Hales *et al.*, 1970, Ervin y McGinnis, 1975; Ladd *et al.*,
192 1976; Ibrahim *et al.*, 1981; Shaub *et al.*, 1984; Mickus y Keller, 1992; Chulick y Mooney,
193 2002). El tipo de corteza y su estratificación fueron definidos a partir de los rangos de
194 velocidades sísmicas integrados para la corteza continental (Figura 2) y la corteza oceánica.
195 En el caso de la corteza oceánica, se integraron las velocidades sísmicas medidas a partir
196 de muestras de núcleo (Figura 3) recuperadas en las diferentes campañas de perforación
197 oceánica (DSDP, ODP, IODP), esta integración se hizo bajo el contexto de estratificación
198 de la corteza oceánica propuesta por Brown y Mussett (1981, *en Wilson 1989*).

199 Para el manto superior se consideran los rangos de velocidades sísmicas de 7.70-8.29 km/s
200 y 7.60-8.46 km/s, para áreas continentales y oceánicas, respectivamente (Contrucci *et al.*,
201 2004; Lau *et al.*, 2006; Labails *et al.*, 2009; Neves y Neves, 2009). Las menores velocidades
202 sísmicas se reportan en áreas de rift continentales modernos (7.7-7.9 km/s), y las mayores
203 velocidades sísmicas se reportan en áreas de paleorifts continentales y cratónicas (8.0 a
204 8.29 km/s) (Mooney *et al.*, 1998; Olsen, 2006). En algunas regiones como Canadá, las
205 velocidades sísmicas registradas en el manto de hasta 8.6 km/s se atribuyen a una
206 anisotropía del manto de 4-5% (Chulick y Mooney, 2002).



207

208 Figura 2. Velocidades sísmicas (V_p) de la corteza continental inferior, corteza continental
 209 media y corteza continental superior. 1: Golfo de Cadiz (Neves y Neves, 2009); 2: NW de
 210 Marruecos (Contrucci *et al.*, 2004); 3: Mooney y Brocher, 1987; 4: California-Maine (Mooney
 211 y Brocher, 1987); 5: Mooney *et al.*, 1998; 6: Terranova (Lau *et al.*, 2006); 7: Olsen (2006); 8:
 212 Uzbekistam (Mooney y Brocher, 1987); 9: SW de Marruecos (Labails *et al.*, 2009); 10:
 213 Margen More (Mjelde *et al.*, 2009).



214

215 Figura 3. a) Puntos de perforación oceánica que han atravesado las capas de la corteza
216 oceánica (*modificada de Dick et al., 2006*); b) Propiedades sísmicas de las capas de la
217 corteza oceánica integrada de los resultados de los programas DSDP, ODP, IODP. Las
218 barras de color gris a negro indican los rangos de velocidades medidas en cada uno de los
219 tipos de roca.

220 **3.2. Modelado magnético 2D en el sur del Golfo de México**

221 Para el desarrollo del modelo magnético 2D, se utilizaron los datos magnéticos adquiridos
222 a lo largo de un perfil en el sur del Golfo de México, durante la Campaña Oceanográfica
223 GMET2011, a bordo del Buque Oceanográfico Justo Sierra de la Universidad Nacional
224 Autónoma de México (UNAM). Este perfil cuenta con una longitud de 365.68 km.

225 Con base en el carácter regional del modelo, los datos magnéticos fueron filtrados con un
226 filtro pasa_bajas, y los métodos gráficos Vaquier, Peters y Bruckshaw se aplicaron al
227 regional de la respuesta magnética para el cálculo de la profundidad de la fuente magnética,
228 obteniendo profundidades de 10.0 a 12.5 km, semejantes a las obtenidas mediante señal
229 analítica (Chávez-Zambrano, 2017). Se integró el límite de la corteza oceánica-corteza
230 continental, la batimetría adquirida y la profundidad de la base de la fuente magnética
231 reportada por Rosales-Rodríguez *et al.* (2014).

232 En este modelo se consideraron las características y propiedades geológicas y geométricas
233 de los márgenes continentales volcánicos y no volcánicos. Por lo tanto, también se integró
234 la conceptualización del modelo de distribución de las velocidades sísmicas asociadas a la
235 capa de alta velocidad, identificadas en el margen sur de la corteza oceánica del Golfo de
236 México. Se hace un enfoque en un modelo tectónico relacionado con el comportamiento del
237 cuerpo que genera la fuerte anomalía magnética cercana al límite tectónico corteza

238 oceánica-corteza continental del sur del Golfo de México (denominada Anomalía Magnética
239 de Campeche).

240 **4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

241 **4. 1. Velocidades sísmicas de la corteza y manto en el Golfo de México**

242 A partir del análisis de las velocidades sísmicas se definen las capas de la corteza
243 continental, corteza oceánica, cima del manto y la capa de alta velocidad.

244 *Corteza Continental*

245 La corteza continental superior es representada por velocidades sísmicas de 5.5-6.3 km/s,
246 con espesores de 5.4-13.0 km en el norte del Golfo de México, y espesores de 1.5-7.0 km
247 en el sur del golfo. Estas velocidades sísmicas se asocian con granitos o granodioritas, y
248 son correlacionables con las rocas de basamento reportadas en subsuelo y afloramientos
249 cercanos al margen del Golfo de México.

250 En la mayor parte del Golfo de México, subyaciendo la corteza continental superior se
251 reportan velocidades sísmicas de 6.4-6.94 km/s, asociadas con rocas máficas de la corteza
252 continental inferior. En el norte del Golfo de México, los espesores varían entre 4.8 y 21.0
253 km, mientras que en el sur los espesores oscilan entre 5.1 y 9.9 km.

254 *Corteza oceánica*

255 La capa superior de la corteza oceánica (basaltos/diques) no se diferencia por sísmica de
256 refracción, considerándose que los valores de su velocidad sísmica son similares a las
257 velocidades sísmicas de las secuencias carbonatadas que le sobreyacen. En la cuenca
258 Apalachicola y Cañón de Soto, sobre el margen del norte del Golfo de México, las
259 profundidades de estas velocidades sísmicas corresponden a las secuencias carbonatadas
260 Mesozoicas (Dobson y Buffler, 1997; Mancini *et al.*, 2001). En el borde norte-noreste de la

261 Península de Yucatán, en los sitios 86, 94 y 95 del DSDP, las velocidades sísmicas de los
262 carbonatos del Cretácico inferior-medio, varían entre 4.6 y 5.1 km/s (Worzel *et al.*, 1970). Al
263 noreste de la Península de Yucatán y noroeste de Cuba, en la parte profunda del Golfo de
264 México, los sitios 535, 536, 537, 538A y 540 del DSDP cortaron carbonatos del Cretácico
265 inferior-medio con velocidades sísmicas medidas entre 3.2 y 4.71 km/s (Buffler *et al.*, 1984).
266 Por lo tanto, la diferenciación entre basaltos y carbonatos podría ser hecha a partir de un
267 análisis detallado sobre líneas o volúmenes sísmicos de reflexión.

268 La capa inferior de la corteza oceánica está representada por velocidades sísmicas entre
269 6.1 y 6.9 km/s, asociadas con gabros, con espesores entre 2.55 y 7.2 km. Se observan
270 diferencias en las velocidades sísmicas entre la porción occidental y oriental de la corteza
271 oceánica del Golfo de México. En la porción occidental las velocidades sísmicas oscilan
272 entre 6.1 y 6.7 km/s, predominando los valores de 6.6-6.7 km/s; mientras que, en la porción
273 oriental las velocidades sísmicas son de 6.8-6.9 km/s.

274 *Capa de alta velocidad*

275 En áreas cercanas al límite corteza continental-corteza oceánica, subyaciendo a la corteza
276 continental superior, se reportan velocidades sísmicas entre 7.0 y 7.8 km/s, sugiriendo un
277 reemplazo de la corteza continental inferior por intrusiones máficas o ultramáficas
278 provenientes del manto durante una etapa distensiva del Golfo de México.

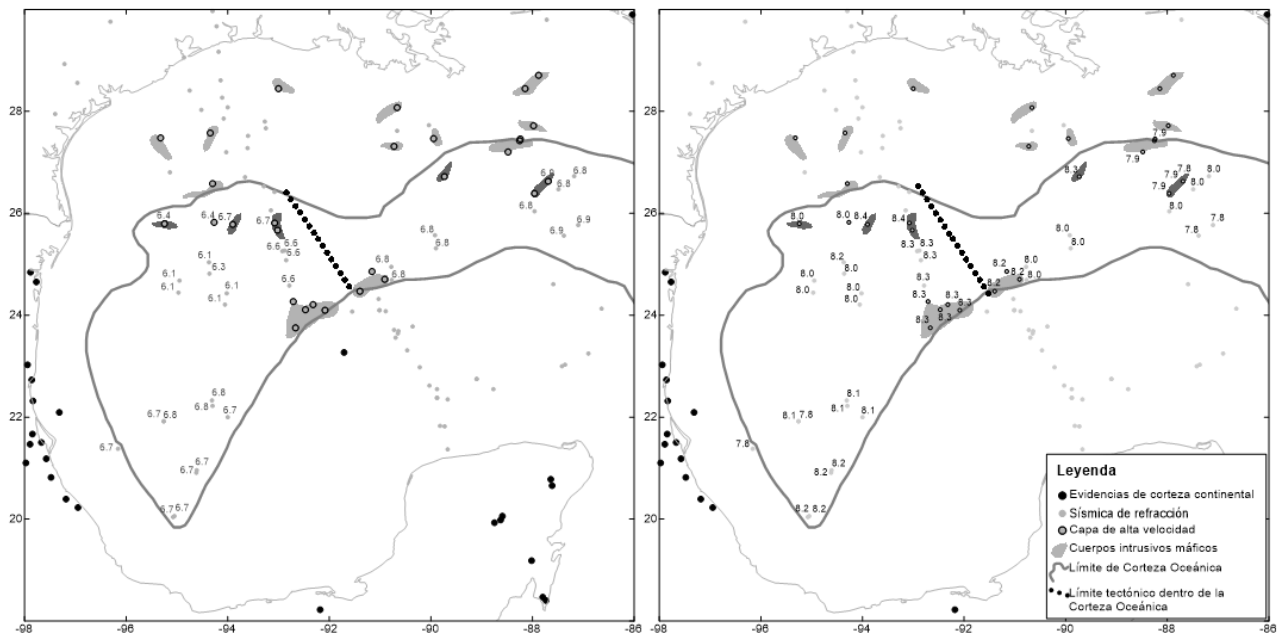
279 *Manto superior*

280 Las diferencias entre las velocidades sísmicas de la porción occidental y oriental de la
281 corteza oceánica, también se observan a nivel del manto, donde en la porción occidental
282 las velocidades sísmicas varían entre 8.0 y 8.4 km/s, mientras que en la porción oriental
283 varían entre 7.8 y 8.1 km/s.

284 **4. 2. Velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México**

285 A partir de la distribución de las velocidades sísmicas de la corteza oceánica y corteza
 286 continental, así como de las anomalías magnéticas y gravimétricas, y el mapa de derivada
 287 horizontal total de la gravedad isostática (Odegard, 2005; Roman-Ramos *et al.*, 2010), se
 288 sugiere la distribución de la corteza oceánica del Golfo de México y distribución de los
 289 cuerpos intrusivos definidos a partir de anomalías de altas velocidades sísmicas (Figura 4).
 290 Estos cuerpos intrusivos se ubican principalmente en la corteza continental transicional del
 291 norte del Golfo de México, aunque sobre la corteza continental transicional del sur del golfo
 292 no se cuenta con cobertura de sísmica de refracción.

293 A partir del límite de corteza oceánica definido, se estimaron longitudes de corteza oceánica
 294 generada, observándose que en la porción occidental estas longitudes varían entre 348.2 y
 295 423.6 km; mientras que en la porción oriental son menores. varían entre 241.8 y 265.5 km.
 296 En parte central de la corteza oceánica la longitud estimada es de 160.0 km.



297

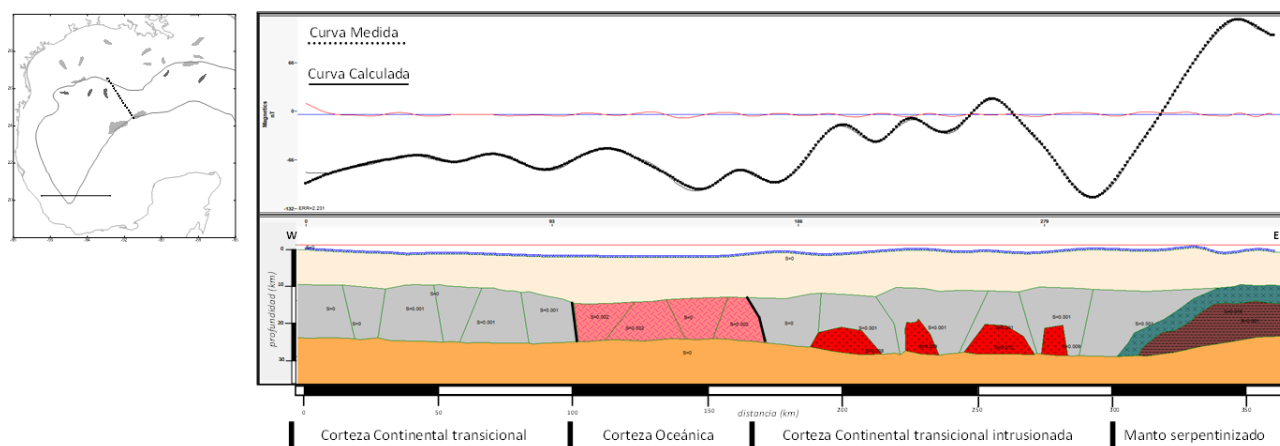
298 Figura 4. Límite de la Corteza Oceánica Golfo de México, distribución de los puntos con
299 reporte de la capa de alta velocidad y configuración de los cuerpos intrusivos máficos en la
300 base de la corteza, asociados a un margen continental volcánico. a) velocidades sísmicas
301 de la corteza oceánica, b) velocidades sísmicas del Manto superior en el área de corteza
302 oceánica.

303 Asumiendo que, el periodo de formación de la corteza oceánica del Golfo de México tiene
304 una duración de ~26 Ma (Marton y Buffler, 1994; Marton, 1995; Pindell, 1985; Salvador,
305 1991; Winker y Buffler, 1988), las velocidades de expansión de la porción occidental de la
306 corteza oceánica son de 6.7-8.2 mm/año, y de ~5.0 mm/año en la porción oriental. En ambos
307 casos, la corteza fue generada por un proceso de ultra-lenta expansión. Kneller y Johnson
308 (2011) sugieren que en el norte del Golfo de México la corteza transicional puede asociarse
309 con litosfera generada por ultra lenta expansión. También en el norte del Golfo de México
310 Eddy *et al.* (2014), sugieren un proceso de lenta expansión del piso oceánico (~24 mm/año).
311 Eskamani (2014) calcula una velocidad media de expansión del piso oceánico del Golfo de
312 México de 8.5 mm/año, que define como baja expansión. Finalmente, Beutel y Filina (2020)
313 y Filina *et al.* (2020) definen dos fases de expansión de la corteza oceánica del Golfo de
314 México, la primera fase fue de ultra-lenta expansión (0.9 cm/año), seguida por una fase de
315 lenta expansión (1.1 cm/año).

316 Estas diferencias en las velocidades de expansión pueden sugerir que la corteza oceánica
317 del Golfo de México fue generada por dos procesos de expansión o bien en dos periodos
318 tectónicos. Ambas hipótesis pueden estar relacionadas con la diferencia observada en las
319 velocidades sísmicas entre la porción oriental y occidental de la corteza oceánica del Golfo
320 de México, tanto en la corteza oceánica como en el manto superior.

321 **4. 3. Modelo tectónico 2D de la corteza en el sur del Golfo de México**

322 En los resultados del modelo magnético 2D se observa que, en la porción occidental del
 323 perfil, donde se incluye la corteza continental del oeste del Golfo de México y la corteza
 324 oceánica, no existen variaciones litológicas dentro de ambas cortezas (Figura 5). Sin
 325 embargo, en la porción oriental del perfil, que incluye la corteza continental del este del Golfo
 326 de México, se sugieren dos cambios litológicos corticales importantes, con implicaciones
 327 tectónicas en el modelo de evolución del Golfo de México. El primer cambio corresponde a
 328 cuerpos intrusivos modelados en la base de la corteza continental y cercanos al límite de la
 329 corteza oceánica-corteza continental, con susceptibilidades de 8.2×10^{-3} y 9×10^{-3} unidades
 330 cgs. El segundo cambio es asociado a la principal anomalía magnética del perfil (Anomalía
 331 Magnética de Campeche, ~ 110 nT), y se modela como una zona serpentinizada
 332 sobreyaciendo a las peridotitas del manto, con susceptibilidades magnéticas de 1.2×10^{-2} y
 333 5×10^{-3} unidades cgs, respectivamente. El primer cambio litológico, definido en la porción
 334 oriental del perfil magnético 2D sugiere un modelo tectónico de margen continental
 335 volcánico, en tanto que el segundo cambio litológico se asocia a un modelo de margen
 336 continental no volcánico.

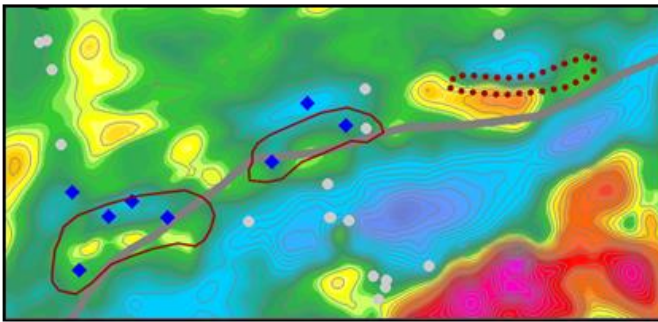


337
 338 Figura 5. Modelo cortical del sur del Golfo de México, desarrollado a partir del modelado
 339 magnético del perfil GMET2011.

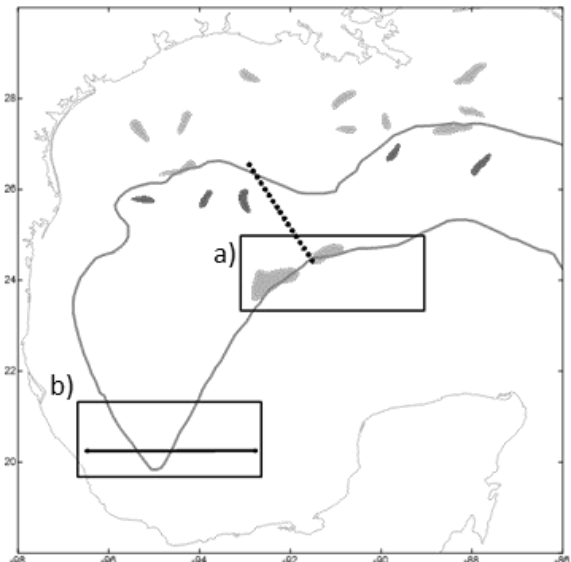
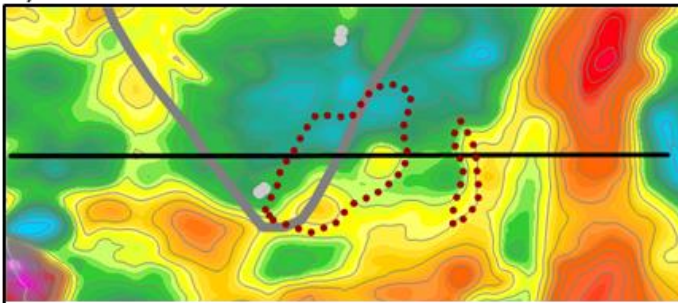
340 4.3.1. Modelo de margen continental volcánico

341 Los cuerpos intrusivos de la base de la corteza se interpretan como intrusiones máficas-
342 ultramáficas ocurridas durante el inicio de la formación de la corteza oceánica del Golfo de
343 México. De acuerdo con las velocidades sísmicas definidas para los cuerpos intrusivos
344 cercanos al límite corteza oceánica-corteza continental, en el noroeste de la Península de
345 Yucatán estas altas velocidades se correlacionan con los dipolos magnéticos a lo largo del
346 límite de la corteza oceánica, por lo tanto, es posible sugerir la distribución de los cuerpos
347 intrusivos que las generan, tanto en el noroeste de la Península de Yucatán (Figura 6a),
348 como en el área que atraviesa el perfil de modelado magnético en el sur del Golfo de México
349 (Figura 6b). Esta distribución de cuerpos intrusivos es congruente con los resultados de
350 reducción al polo de las anomalías magnéticas del Golfo de México reportado por la
351 Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2015).

a)



b)



352

353 Figura 6. a) Correlación de las anomalías magnéticas con los cuerpos intrusivos de alta
354 velocidad (rombos en color azul) en el noroeste de la Península de Yucatán, b)
355 interpretación de la distribución de los cuerpos intrusivos interpretados en el modelado
356 magnético del perfil al sur del Golfo de México. En ambos casos la línea punteada sugiere
357 la presencia de cuerpos intrusivos delimitados a partir de las anomalías magnéticas, los
358 datos magnéticos son tomados de NAMAGv2 (NAMAG, 2002).

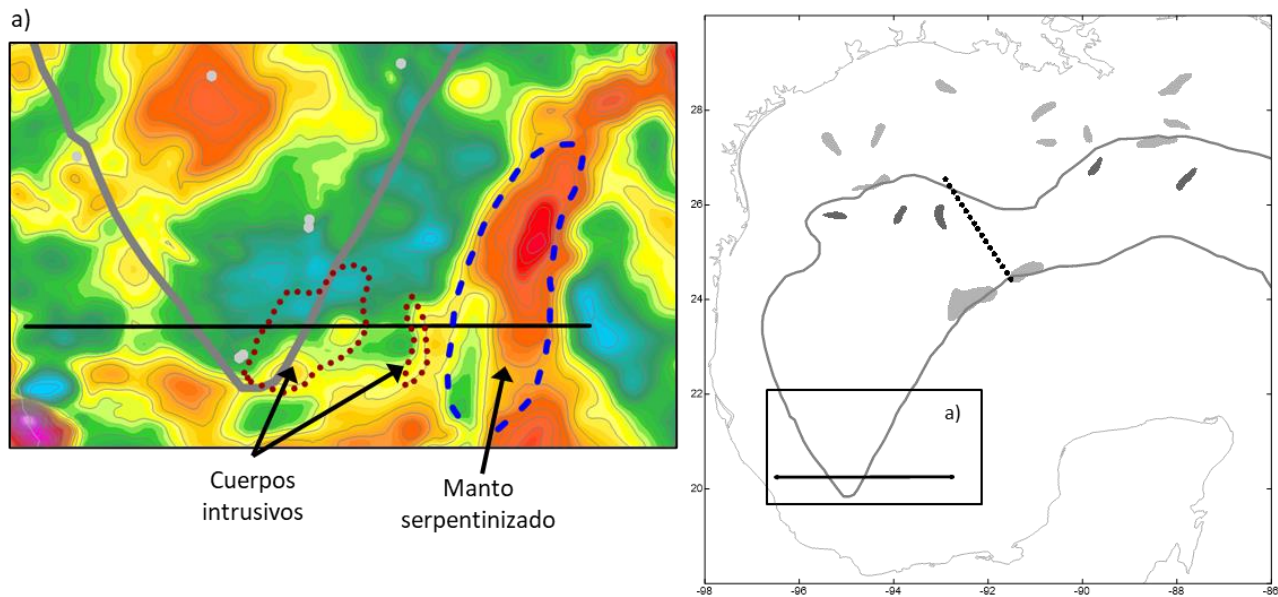
359 La presencia de estos cuerpos intrusivos se ha reportado por diferentes autores, definidos
360 a partir del análisis de velocidades sísmicas a lo largo de perfiles de reflexión y refracción,
361 así como del modelado de datos magnéticos y gravimétricos, principalmente en el norte del
362 Golfo de México. Bird *et al.*, (2005) a partir de los resultados de modelado gravimétrico en
363 el Golfo de México, sugiere que las anomalías gravimétricas del Cañón Keathley y paralela
364 a Yucatán (ambas sobre el límite corteza oceánica-continental), corresponden a áreas de
365 *hotspots* producidos a partir de plumas de manto durante la apertura del Golfo de México.
366 Kocel (2012) mediante modelado magnético y gravimétrico ubica posibles reflectores
367 sísmicos SDRs (*Seaward Dipping Reflectors*) en la corteza continental transicional del norte
368 del Golfo de México, sugiriendo la presencia de intrusivos en la base de la corteza
369 continental, asociados a un margen volcánico. Eddy *et al.* (2014) interpreta altas velocidades
370 sísmicas en la base de la corteza transicional (>7.2 Km/s), a lo largo de dos perfiles en el
371 norte-noreste del Golfo de México, que asocia con intrusiones máficas, sugiriendo además
372 la presencia de SDRs. Eskamani (2014) menciona que las velocidades >7.0 Km/s, en la
373 corteza transicional cercana a la costa de Texas, corresponden a una amplia zona de
374 complejos ígneos máficos producto de un margen volcánico, como lo sugiere Mickus *et al.*,
375 (2009). Van Avendonk *et al*, (2015) a partir de velocidades sísmicas, sugieren la presencia
376 de intrusiones ígneas en la corteza continental afectada tectónicamente durante el

377 rompimiento continental. Beutel y Filina (2020), Filina y Hartford (2021) y Filina *et al.* (2022)
378 con base en integración de métodos potenciales y sísmica de reflexión sugieren la presencia
379 de SDRs en el noroeste de la península de Yucatán y noreste del Golfo de México (paralelos
380 a la anomalía Magnética de Florida y Anomalía magnética de Yucatán).

381 Stern *et al.* (2011) a partir de dataciones de xenolitos de rocas ígneas máficas recuperados
382 en el sur de Louisiana (158 ± 0.02 a 160.1 ± 0.7 Ma), sustentan la actividad ígnea durante
383 la apertura del Golfo de México al mismo tiempo del final de depósito de la Sal Louann.

384 4.3.2. Modelo de margen continental no volcánico

385 La anomalía magnética de Campeche se modela bajo el contexto de margen continental no
386 volcánico, principalmente debido al contraste observado entre alta anomalía magnética y
387 baja anomalía gravimétrica en esta porción del sur del Golfo de México. El área de manto
388 serpentizado (Figura 7a), se interpreta debido al efecto causado por el proceso de
389 serpentización, como respuesta de la hiperextensión cortical y exhumación del manto. La
390 intensidad de la anomalía magnética de Campeche (80-130 nT) puede corresponder con lo
391 señalado por Miles *et al.* (1996) para el área serpentizada del manto en el margen
392 continental de Iberia (~110 nT). Algunos autores sugieren que, en el norte del Golfo de
393 México, las propiedades de la corteza y manto interpretadas a lo largo de la corteza
394 transicional, cercana al límite tectónico de la corteza oceánica-corteza continental,
395 corresponden a un manto serpentizado, característico de un margen continental no
396 volcánico (Lister *et al.*, 1986; Lawrence *et al.*, 1997; Dietze y Kontny, 2011; Kneller y
397 Johnson, 2011; Pindell *et al.*, 2014; Pindell *et al.*, 2016; van Avendonk *et al.*, 2015; Minguéz
398 *et al.*, 2020; Filina y Beutel, 2021; Filina y Hartford, 2021; Filina *et al.*, 2022; Curry *et al.*,
399 2024).



400

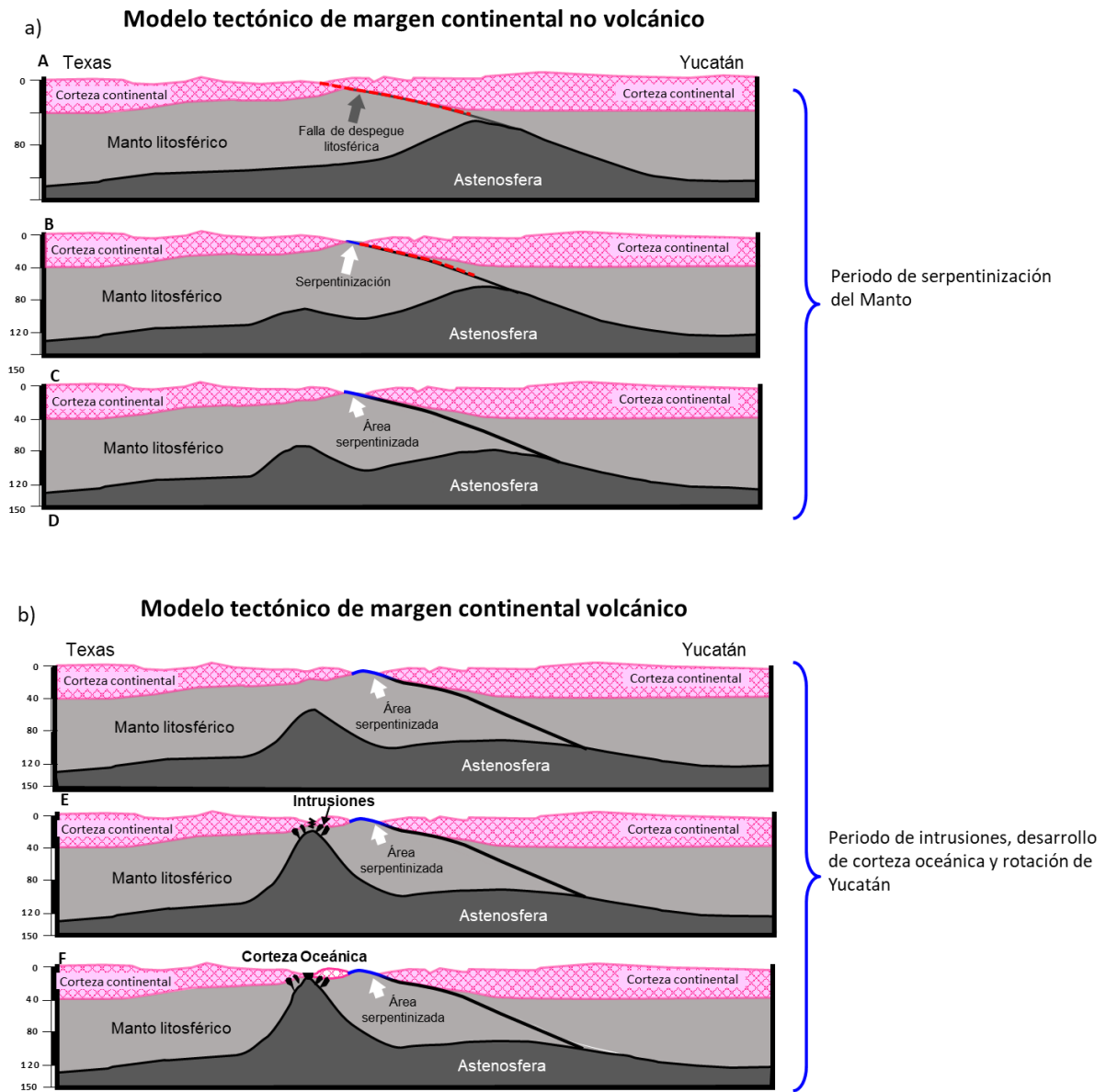
401 Figura 7. a) Distribución del área de manto serpentizado y cuerpos intrusivos interpretados
 402 en el perfil magnético 2D.

403 4.3.3. Relación temporal de los modelos de margen continental volcánico y no volcánico en
 404 el Golfo de México.

405 De acuerdo con las diferencias obtenidas para las velocidades de expansión de la corteza
 406 oceánica del Golfo de México, así como características tectónicas relacionadas con los
 407 modelos de margen continental volcánico y no volcánico, definidos en el modelo magnético
 408 2D del sur del golfo, se sugieren dos periodos tectónicos de apertura del Golfo de México
 409 (Figura 8).

410 El primer periodo tectónico es asociado a un margen continental no volcánico, en el cual
 411 ocurre la serpentización del manto durante su exhumación. La exhumación del manto se
 412 desarrolla a partir de una falla de despegue a nivel litosférico (Figura 8a), bajo el contexto
 413 del modelo tectónico de cizalla simple de rompimiento continental propuesto por Wernicke
 414 (1981). En este primer periodo, la Península de Yucatán inicia su separación de la placa
 415 Norteamericana, por proceso de ultra lenta expansión de la corteza oceánica del norte del

416 Golfo de México. Lister *et al.* (1986) y van Avendonk *et al.* (2015) sugieren una falla de
 417 despegue a nivel litosférico para el origen del Golfo de México, con base en las diferencias
 418 de la secuencia sedimentaria entre el sur y el norte del golfo, así como, a la asimetría entre
 419 sus tipos de corteza. Minguez *et al.* (2020) menciona la exhumación del manto ocurre entre
 420 169 y 166 Ma y se relaciona a mecanismos de ruptura litosféricos a lo largo de una falla
 421 desarrollada entre la corteza y el manto.



422

423 Figura 8. Modelo de dos periodos de evolución tectónica del Golfo de México, a) primer
424 periodo asociado a un margen continental no volcánico y serpentización del Manto, y b)
425 segundo periodo asociado a un margen continental volcánico, caracterizado por intrusiones
426 máficas, desarrollo de la corteza oceánica y rotación de Yucatán.

427 El segundo periodo, es asociado a un margen continental volcánico, en el cual se interpreta
428 a una probable migración de la actividad Astenosférica y un incremento en la actividad
429 magmática, responsable de las intrusiones ígneas a lo largo de la corteza transicional.
430 Durante este periodo tectónico se desarrolla en su totalidad la corteza oceánica del Golfo
431 de México (Figura 8b), hay un incremento en la velocidad de expansión e inicia la rotación
432 de la Península de Yucatán.

433 Lundin y Doré (2017) sugieren dos fases de expansión de la corteza oceánica del Golfo de
434 México, la primera se desarrolla entre 190 y 166 Ma y la segunda entre 163-140 Ma. Alvey
435 *et al.* (2015) mencionan que la primera fase de expansión de la corteza oceánica del Golfo
436 de México corresponde principalmente con extensión (175-165 Ma) y la segunda con la
437 rotación de Yucatán (163-153 Ma). Pindell *et al.* (2020) asigna una edad más reciente a
438 estas dos fase de expansión de la corteza oceánica, la primera fase ocurre de 167 a 147
439 Ma, y la segunda entre 147 y 139 Ma. Finalmente, Beutel y Filina (2020) y Filina *et al.* (2020)
440 sugieren dos fases de expansión oceánica: a) la primera fase caracterizada por ultralenta
441 expansión y relacionada al inicio de la rotación de Yucatán y baja actividad magmática,
442 ocurre entre 162-151 Ma; b) la segunda fase caracterizada por una lenta expansión
443 oceánica, mayor aporte de magma y la completa separación de Yucatán, tiene lugar entre
444 151-137 Ma. Izquierdo-Llavall *et al.* (2022) consideran la apertura del Golfo de México inicia
445 con un margen volcánico que evoluciona a un margen pobre en magma, este último
446 caracterizado por la exhumación del manto al oeste de Florida y centro-oeste de Yucatán.

447 **5. CONCLUSIONES**

448 A partir del análisis de las velocidades sísmicas, se interpreta las características y
449 distribución de la corteza oceánica, corteza continental, capa de alta velocidad y manto
450 superior en el Golfo de México.

451 La corteza continental superior se caracteriza por velocidades sísmicas de 5.5-6.3 km/s, que
452 se asocian con granitos o granodioritas, y son correlacionables con las rocas de basamento
453 del margen del Golfo de México. La corteza continental inferior se caracteriza por
454 velocidades sísmicas de 6.4-6.94 km/s, asociadas con rocas máficas.

455 En áreas cercanas al límite corteza continental-corteza oceánica, las velocidades sísmicas
456 entre 7.0 y 7.8 km/s, son interpretadas como un reemplazo de la corteza continental inferior
457 por intrusiones máficas o ultramáficas provenientes del manto durante una etapa distensiva
458 del Golfo de México.

459 La corteza oceánica inferior está representada por velocidades sísmicas entre 6.1 y 6.9
460 km/s, asociadas con gabros, con espesores entre 2.55 y 7.2 km.

461 Se observan diferencias en las velocidades sísmicas entre la porción occidental (6.1 y 6.7
462 km/s, predominando 6.6-6.7 km/s) y oriental (6.8-6.9 km/s) de la corteza oceánica del Golfo
463 de México. A nivel del manto, en la porción occidental de la corteza oceánica, las
464 velocidades sísmicas varían entre 8.0 y 8.4 km/s, mientras que en la porción oriental varían
465 entre 7.8 y 8.1 km/s.

466 A partir de la estimación de la velocidad de expansión, se observa diferencias entre la
467 porción oriental y occidental de la corteza oceánica del Golfo de México, con una distribución
468 semejante a la observada con las velocidades sísmicas. En la porción occidental de la

469 corteza oceánica las velocidades de expansión son de 6.7-8.2 mm/año, mientras que en la
470 porción oriental son de ~5.0 mm/año.

471 La diferencia en velocidades sísmicas y velocidades de expansión entre la porción oriental
472 y occidental de la corteza oceánica, se interpretan debido variaciones tectónicas durante el
473 proceso de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México.

474 A partir del modelado magnético, en la porción oriental de la corteza continental del sur del
475 Golfo de México se sugieren dos cambios litológicos importantes a nivel de corteza, el primer
476 cambio corresponde a cuerpos intrusivos modelados en la base de la corteza continental, y
477 el segundo cambio es asociado a la principal anomalía magnética del perfil, que se modela
478 como una zona serpentinizada sobreyaciendo a las peridotitas del manto.

479 Con estos cambios corticales en el presente trabajo se sugieren dos periodos tectónicos
480 durante la apertura del Golfo de México.

481 El primer periodo tectónico es asociado a un margen continental no volcánico, en el cual
482 ocurre la serpentización del manto durante su exhumación. En este primer periodo, la
483 Península de Yucatán inicia su separación de la placa Norteamericana, por proceso de ultra
484 lenta expansión de la corteza oceánica del norte del Golfo de México.

485 El segundo periodo, es asociado a un margen continental volcánico, durante el cual se
486 desarrolla en su totalidad la corteza oceánica del Golfo de México, con un incremento en la
487 velocidad de expansión, emplazamiento de cuerpos intrusivos en la base de la corteza e
488 inicia la rotación de la Península de Yucatán.

489 Las evidencias utilizadas en este trabajo para sugerir variaciones tectónicas durante la
490 expansión de la corteza oceánica o dos periodos tectónicos de expansión de la corteza
491 oceánica del Golfo de México, así como en las implicaciones para la evolución del margen

492 continental son acordes con las evidencias reportadas por trabajos previos para norte del
493 Golfo de México y norte de la Península de Yucatán. Por lo tanto, contribuyen en el avance
494 del conocimiento del origen y evolución del Golfo de México, aunque aun se requiere el
495 desarrollo de modelos tectónicos a lo largo del margen occidental de la Península de
496 Yucatán.

497 **6. BIBLIOGRAFÍA**

498 Allen, P. A., Allen, J. R. (2013). Basin analysis: Principles and application to petroleum play
499 assessment (3er ed). Oxford, United Kingdom: Willey-Blackwell.

500 Alvey, A., Kuszniir, N. J., Roberts, A. (2015). Regional crustal structure of the Gulf of Mexico
501 from gravity inversion. AAPG Annual Convention and Exhibition, Denver, CO., May 31-June
502 3.

503 Anderson, D. L. (2007). New Theory of the Earth. United Kingdom: Cambridge University
504 Press.

505 Becker, K., Franke, D., Trumbull, R., Schnabel, M., Heyde, I., Schreckenberger, B.,
506 Koopmann, H., Bauer, K., Jokat, W., Krawczyk, C. M. (2014). Asymmetry of high-velocity
507 lower crust on the South Atlantic rifted margins and implications for the interplay of
508 magmatism and tectonics in continental breakup. *Solid Earth*, 5, 1011-1026. doi:10.5194/se-
509 5-1011-2014.

510 Beutel, E., Filina, I. (2020). New observations demand revisions of currently accepted
511 tectonic models of the Gulf of Mexico. ACE 2020, AAPG Annual Convention & Exhibition, 29
512 sept-1 Oct.

513 Bird, D. E., Hall, S. A., Casey, J. F. y Burke, K. (2005). Gulf of Mexico tectonic history:
514 Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *AAPG Bulletin*, 89 (3), 312-
515 328.

516 Buffler, R. T., Schlager, W., Bowdler, J. L., Cotillon, P. H., Halley, R. B., Kinoshita, H.,
517 Magoon, L. B., McNulty, C. L., Patton, J. W., Premoli, S. I., Suarez, O. A., Testarmata, M.
518 M., Tyson, R. V., Watkins, D. K., Kenneth, A. (1984). Initial reports of the Deep Sea Drilling
519 Project, covering Leg 77 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger; Ft.
520 Lauderdale, Florida to San Juan, Puerto Rico, December 1980-February 1981. Initial
521 Reports of the Deep Sea Drilling Project 77 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling
522 Program, College Station, TX, United States. ISSN: 0080-8334.

523 Buffler, R. T., Sawyer, D. S. (1985). Distribution of Crust and Early History. Gulf of Mexico
524 basin. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 35, 333-334.

525 Bugti, M. N. (2022). Mesozoic Plate Reconstruction, Salt Tectonics, and Hydrocarbon
526 Potential of the Western Gulf of Mexico basin. Master Thesis, University of Houston, 221 p.

527 Chávez-Zambrano, L. Y. (2017). Geometría y composición de la Corteza del sur del Golfo
528 de México a partir del modelado magnético 2D. Tesis de Licenciatura. Escuela Superior de
529 Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticoman, Instituto Politécnico Nacional.

530 Christeson, G. L., Van Avendonk, H. J. A., Norton, I. O., Snedden, J. W., Eddy, D. R., Karner,
531 G. D., Johnson, C. A. (2014). Deep crustal structure in the eastern Gulf of Mexico. J.
532 Geophys. Res. Solid Earth 119 (9), 6782-6801.

533 Chulick, G. S., Mooney, W. D. (2002). Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle
534 of the North America and Adjacent Oceanic Basins: A Synthesis. Bulletin of the
535 Seismological Society of America 92 (6), 2478-2492.

536 Comisión Nacional de Hidrocarburos (2015). Atlas Geológico del Golfo de México-Aguas
537 Profundas Norte. Diciembre 2015.

538 Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M. A., Sahabi, M., Malod,
539 J., Rehault, J. P. (2004). The crustal of the NW Moroccan continental margin from wide-
540 angle and reflection seismic data. Geophys. J. Int., 159, 117-128.

541 Curry, M. E., Hudec, M. R., Peel, F. J., Fernandez, N., Apps, G., & Snedden, J. W. (2024).
542 Structural restorations of the complete conjugate US-Mexico eastern Gulf of Mexico margin.
543 *Tectonics*, 43, e2023TC007897. <https://doi.org/10.1029/2023TC007897>
544 d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M. O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M.,
545 Gente, P. (2005). Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins
546 from seismic reflection data. *Geophys. J. Int.*, 160, 869-890.

547 Darbyshire, F. A., White, R. S., Priestley, K. F. (2000). Structure of the crust and uppermost
548 mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth and Planetary Science*
549 *Letters*, 181, 409-428.

550 Deighton, I. C., Winter, F., Chisari, D. (2017). Recent high-resolution seismic, magnetic and
551 gravity data throws new light on the early development of the Gulf of Mexico. AAPG Annual
552 Meeting Abstracts, Houston.

553 Dick, H. J. B., Lin, J., Schouten, H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge:
554 *Nature*, 426, 405-412.

555 Dick, H. J. B., Natland, J. H., Ildefonse, B. (2006). Past and Future Impact of Deep Drilling
556 in the Oceanic Crust and Mantle. *Oceanography*, 19 (4), 72-80.

557 Dietze, F., Kontny, A. (2011). A study of rock magnetic properties of serpentinites from the
558 Outokumpu Deep Drill Hole, Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 51, 133-
559 150.

560 Dobson, L. M., Buffler, R. T. (1997). Seismic stratigraphy and geologic history of Jurassic
561 rocks, northeastern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 81, 100-120.

562 Eddy, D. R., Avendonk, H. J. A., Christeson, G. L., Norton, I. O., Karner, G. D., Johnson, C.
563 A. y Snedden, J. W. (2014). Deep crustal structure of the northeastern Gulf of Mexico:
564 Implications for rift evolution and seafloor spreading. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119,
565 6802-6822.

566 Eddy, D. R., Van Avendonk, H. J., Christeson, G. L., Norton, I. O. (2018). Structure and origin
567 of the rifted margin of the northern Gulf of Mexico. *Geosphere* 14 (4), 1804-1817.

568 Ervin, C. P., McGinnis, L. D. (1975). Reelfoot Rift: Reactivated Precursor to the Mississippi
569 Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1287-1295.

570 Eskamani, P. K. (2014). Seafloor spreading in the eastern Gulf of Mexico: new evidence for
571 marine magnetic anomalies. Master Thesis. Colorado University.

572 Ewing, M., Worzel, J. L., Ericson, D. B., Heezen, B. C. (1955). Geophysical and geological
573 investigations in the Gulf of Mexico, Part I. *Geophysics* XX (1), 1-18.

574 Filina, I., Austin, J., Doré, T., Johnson, E., Minguez, D., Norton, I., Snedden, J., Stern, R.
575 (2022). Opening of the Gulf of Mexico: What we know, what questions remain, and how we
576 might answer them. *Tectonophysics*, 822, 229150.
577 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229150>.

578 Filina, I., Beutel, E. (2021). Geological and geophysical constraints guide new tectonic
579 reconstruction of the Gulf of Mexico. En: Çemen, I., Catlos, E. (Eds.), "Tectonic Processes:
580 a Global View", Volume I. Extensional Tectonics: Continental Breakup to Formation of
581 Oceanic Basins. John Wiley & Sons Inc, Hoboken, NJ, USA.

582 Filina, I., Liu, M., Beutel, E. (2020). Evidence of ridge propagation in the eastern Gulf of
583 Mexico from integrated analysis of potential fields and seismic data. *Tectonophysics*, 775,
584 228307. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228307>.

585 Filina, I., Hartford, L. (2021). Subsurface structures along western Yucatan from integrated
586 geophysical analysis. *Marine and Petroleum Geology*, 127, 104964.
587 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104964>

588 Fowler, C. M. R. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics: Second*
589 *edition*. United Kingdom: Cambridge University Press.

590 Fries, C., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., McDowell, F.W., Solorio-Munguia, J., Schmitter-
591 Villada, E., de Cserna, Z. (1974). Nuevas aportaciones a la geocronología de la tectónica
592 Oaxaqueña. Boletín de la AMGP, XXVI (4-6), 157-182.

593 Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1395-
594 1408.

595 Hales, A. L., Helsley, C. E., Nation, J. B. (1970). Crustal Structure Study on Gulf Coast of
596 Texas. *AAPG Bulletin* 54 (11), 2040-2057.

597 Harry, D. L., Londono, J., Huerta, A. (2003). Early Paleozoic transform-margin structure
598 beneath the Mississippi coastal plain, southeast United States. *Geology*, 31 (11), 969-972.

599 Horn, B., Hartwig, A., Faw, J., Novianti, I., Goswami, A., McGrail, A. (2017). Refining
600 exploration opportunities in Mexico. *GEOExPro*, 14, 64-69.

601 Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P., Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf
602 of Mexico salt basin. *AAPG Bulletin*, 97 (10), 1683-1710.

603 Hudec, M.R., Norton, I.O. (2019). Upper Jurassic structure and evolution of the Yucatán and
604 Campeche subbasins, southern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 103 (5), 1133-1151.

605 Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., Buffler, R. T. (1981). Crustal Structure in Gulf of Mexico
606 from OBS Refraction and Multichannel Reflection Data. *AAPG Bulletin*, 65, 1207-1229.

607 Ismael, M. (2014). Tectonostratigraphic stages in the Mesozoic opening and subsidence of
608 the Gulf of Mexico based on deep-penetration seismic reflection data in the salt-free eastern
609 part of the basin. Master Thesis, University of Houston, Texas, 126 p.

610 Izquierdo-Llavall, E., Ringenbach, J. C., Sapin, F., Rives, T., Callot J. P. (2022). Crustal
611 structure and lateral variations in the Gulf of Mexico conjugate margins: From rifting to break-
612 up. *Marine and Petroleum Geology*, 136, 105484. Doi: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105484.

613 Jacobo, A. J. (1986). El basamento del distrito de Poza Rica y su implicación en la
614 generación de hidrocarburos: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 18 (1), 6-24.

615 Jacques, J. M. Price, A. D.; Bain, J. E., 2004. Digital integration of potential fields and
616 geological datasets for plate tectonic and basin dynamic modelling-the first step towards
617 identifying new play concepts in the Gulf of Mexico Basin. SEG publication "The Leading
618 Edge", April.

619 Jarchow, C. M., Thompson, G. A. (1989). The Nature of the Mohorovičić Discontinuity. Ann.
620 Rev. Earth Planet. Sci., 17, 475-506.

621 Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration, 3er ed.
622 Oxford, United Kingdom: Blalckwell Science Ltd.

623 Kern, H., Gao, S., Liu, Q.S. (1996). Seismic properties and densities of middle and lower
624 crustal rocks exposed along the North China Geoscience Transect. Earth and Planetary
625 Science Letters, 139, 439-455.

626 Kneller, E. A., Johnson, C. A. (2011). Plate kinematics of the Gulf of Mexico based on
627 integrated observations from the Central and South Atlantic. Gulf Coast Association of
628 Geological Societies Transactions, 61.

629 Kocel, E. (2012). An integrated geophysical study of the northern Gulf of Mexico. Master
630 Thesis. University of Houston.

631 Labails, C., Olivet, J. L., The Dakhla study group (2009). Crustal structure of the SW
632 Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part
633 B-Tha tectonic heritage. Tectonophysics, 468, 83-97.

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

636 Lau, K. W. H., Louden, K. E., Funck, T., Tucholke, B. E., Holbrook, W. S., Hopper, J. R.,
637 Larsen, H. C. (2006). Crustal structure across the Grand Banks-Newfoundland Basin
638 Continental Margin-I. Results from a seismic refraction profile. Geophys J. Int., 167, 127-
639 156.

640 Lawrence, R. M., Gee, J. S., Hurst, S. D. (1997). Magnetic anisotropy in serpentized
641 peridotites from site 920: its origin and relationship to deformation fabrics. In Karson, J.A.,
642 Cannat, M., Miller, D.J., and Elthon, D. (Eds.) (1997), Proceedings of the Ocean Drilling
643 Program, Scientific Results, 153, 419-427.

644 Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C., Kisslinger, C. (2002). International Handbook
645 of Earthquakes and Engineering Seismology, 81 (1), 3-933. ISBN: 9780124406520.

646 Lister, G. S., Etheridge, M. A., Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution
647 of passive continental margins. *Geology*, 14, 246-250.

648 Liu., M. (2018). Integrated Geophysical Analysis in the Northeastern Gulf of Mexico. Master
649 Thesis, University of Nebraska.

650 Liu, M., Filina, I., Mann, P. (2019). Crustal structure of Mesozoic rifting in the northeastern
651 Gulf of Mexico from integration of seismic and potential fields data. *Interpretation* 7 (4), T857-
652 T867.

653 López-Infanzón, M. (1986). Petrología y Radiometría de Rocas ígneas y Metamórficas.
654 *Boletín de la AMGP*, XXXVIII (2), 59-98.

655 López-Ramos, E. (1973). Estudio geológico de la Península de Yucatán. *Boletín de la*
656 *AMGP*, XXV (1-3), 23-76.

657 Lundin, E. R., Doré, A. G. (2017). The Gulf of Mexico and Canada Basin: genetic siblings on
658 either side of North America. *GSA Today*, 27 (1), 4-11.

659 Maffione, M., Morris, A., Plümpner, O. y Hinsberger, D. J. (2014). Magnetic properties of
660 variably serpentized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core
661 complexes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 923-944.

662 Mancini, E. A., Badalli, M., Pucket, T. M., Llinas, J. C., Parcell, W. C. (2001). Mesozoic
663 Carbonate Petroleum Systems in the Northeastern Gulf of Mexico Area. GCSSEPM

664 Foundation 21st Annual Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins,
665 December 2-5, 423-452.

666 Marton, G. L., 1995. Jurassic evolution of the Southeastern Gulf of Mexico. PhD Thesis,
667 University of Texas at Austin, Texas.

668 Marton, G., Buffler R. T. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin.
669 International Geology Review, 36, 545-586.

670 Mickus, K. L., Keller, G. R. (1992). Lithospheric structure of the south-central United States.
671 Geology, 20, 335-338.

672 Mickus, K., Stern, R. J., Keller, G. R., Anthony, E. Y. (2009). Potential field evidence for a
673 volcanic rifted margin along the Texas Gulf Coast. Geology, 37, 387-390.

674 Miles, P. R., Verhoef, J., Macnab, R. (1996). Compilation of magnetic anomaly chart west of
675 Iberia. In: Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results. National Science
676 Foundation, 659-664.

677 Minguez, D., Hensel, E., Johnson, E. A. E. (2020). A fresh look at Gulf of Mexico tectonics:
678 Testing rotations and breakup mechanisms from the perspective of seismically constrained
679 potential-fields modeling and plate kinematics. Interpretation, 8 (4), SS31-SS45.
680 <http://dx.doi.org/10.1190/INT-2019-0256.1>.

681 Miranda-Madrigal, E. (2010). Interpretación Geológica e Implicaciones Petroleras de un
682 Sector del Golfo de México Profundo Aledaño al Borde NW de la Plataforma de Yucatán.
683 Tesis Licenciatura Universidad Autónoma de Nuevo León, 199 p.

684 Miranda-Madrigal, E., Chávez-Cabello, G. (2020). Regional Geological Analysis of the
685 Southern Deep Gulf of Mexico and Northern Yucatán Shelf. Geological Society, London,
686 Special Publications, 504.

687 Mjelde, R., Raum, T., Kandilarov, A., Murai, Y., Takanami, T. (2009). Crustal structure and
688 evolution of the outer More Margin, NE Atlantic. Tectonophysics, 468, 224-243.

689 Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., Takanami, T. (2007). Continent-ocean-transitions: Review,
690 and a new tectono-magmatic model of the Voring Plateau, NE Atlantic. *Journal of*
691 *Geodynamics*, 43, 374-392.

692 Mooney, W. D., Brocher, T. M. (1987). Coincident seismic reflection and refraction
693 measurements of the continental lithosphere: a global review. *Rev. Geophys.*, 25, 723-742.

694 Mooney, W. D., Brocher, T. M. (1987). Coincident seismic reflection/refraction studies of the
695 continental lithosphere: a global review. *Reviews of Geophysics*, 25, 723-742.

696 Mooney, W. D., Laske, G., Masters, G. (1998). Crust 5.1: A global crustal model at 5°x5°. *J.*
697 *Geophys. Res.*, 103 (B1), 727-747.

698 Mooney, W. D., Meissner, R. (1992). Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of
699 seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, in *Continental Lower*
700 *Crust*. D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay, editors. Elsevier, Amsterdam, 45-79.

701 Muller, M. R., Robinson, C. J., Minshull, T. A., White, R. S., Bickle, M. J. (1997). Thin crust
702 beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwestern Indian Ridge?. *Earth*
703 *and Planetary Science Letters*, 148, 93-107.

704 Neves, M. C., Neves, R. G. M. (2009). Flexure and seismicity across the ocean continent
705 transition in the Gulf of Cadiz: *Journal of Geodynamics*, 47, 119-129.

706 Nguyen, L. C., Mann, P. (2016). Gravity and magnetic constraints on the Jurassic opening
707 of the oceanic Gulf of Mexico and the location and tectonic history of the Western Main
708 transform fault along the eastern continental margin of Mexico. *Interpretation* 4 (1), SC23-
709 SC33.

710 North American Magnetic Anomaly Group (NAMAG, 2002). *Magnetic Anomaly Map of North*
711 *America: Processing, Compilation, and Geologic Applications of the New Digital Magnetic*
712 *Anomaly Database and Map of North America: Published by U. S. Department of the Interior*
713 *and U. S. Geological Survey.*

714 Nwafor, E. (2013). Crustal structure of the Eastern Gulf of Mexico. Master Thesis, The
715 University of Alabama, Tuscaloosa, Alabama, 60 p.

716 Odegard, M. E. (2005). Passive Margin Development in the Atlantic and Gulf of Mexico with
717 a Special Emphasis on Proto-Oceanic Crust, in Petroleum Systems of Divergent Continental
718 Margin Basins, Editors Paul J. Post, Norman C. Rosen, Donald L. Olson, Stephen L. Palmes,
719 Kevin T. Lyons, Geoffrey B. Newton. SEPM Society for Sedimentary Geology, 25., Doi:
720 10.5724/gcs.05.25, ISBNe: 978-0-9836096-5-0.

721 Olivas, R. M. (1953). Influencia del Macizo de Teziutlan sobre los Sedimentos Mesozoicos
722 y Terciarios, y Posibilidades petrolíferas de estos. Boletín de la AMGP, V (5-6), 167-176.

723 Olsen, K. H. (2006). Continental rifts evolution, structure, tectonics. Developments in
724 Geotectonics. Volume 25, Elsevier.

725 O'Reilly, C. O., Keay, J., Birch-Hawkins, A., Bate, D., Halliday, J. (2017). Regional play types
726 in the Mexican Offshore. GEO ExPro, 14, 36-45.

727 Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and
728 role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-
729 arc region, southern and central Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25 (2),
730 346-364.

731 Ortiz, U. A. (2006). Evolución Geológica-Estructural de la Región Arcabuz-Culebra, Oeste
732 de la Cuenca de Burgos, Noreste de México. Tesis de Doctorado, Instituto de Geología,
733 UNAM.

734 Padilla y Sanchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el
735 Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: Boletín de la Sociedad
736 Geológica Mexicana, 59 (1), 19-42.

737 Padilla-Sánchez, R. J. (2016). Late Triassic-Late Cretaceous Paleogeography of Mexico and
738 the Gulf of Mexico.

739 Pantoja-Alor, J., Fries, C. Jr., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., Solotio-Munguia, J. (1974).
740 Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas. Boletín de la AMGP XXVI (4-6),
741 205-223.

742 Park, J., Morgan, J. K., Zelt, C. A., Okubo, P. G., Peters, L., Benesh, N. (2007). Comparative
743 velocity structure of active Hawaiian volcanoes from 3-D onshore-offshore seismic
744 tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, 500-516.

745 Perry, H. K. C., Forte, A. M., Eaton, D. W. S. (2003). Upper-mantle thermochemical structure
746 below North America from seismic-geodynamic flow models. *Geophys. J. Int.*, 154, 279-299.

747 Pickup, S. L. B., Whitmarsh, R. B., Fowler, C. M. R., Reston, T. J. (1996). Insight into the
748 nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic
749 reflection profile. *Geology*, 24, 1079-1082.

750 Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of
751 Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics* 4 (1), 1-39.

752 Pindell, J. L., Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and
753 northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society of*
754 *London, Special Publication*, 328, 1-55.

755 Pindell, J., Radovich, B., Horn, B. (2011). Western Florida: A New Exploration Frontier in the
756 Eastern Gulf of Mexico.

757 Pindell, J., Graham, R., Horn, B. (2014). Rapid outer marginal collapse at the rift to drift
758 transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. *Basin Res.*, 26 (6),
759 701-725.

760 Pindell, J., Miranda, C. E., Cerón, A., Hernandez, L. (2016). Aeromagnetic map constrains
761 Jurassic-Early cretaceous synrift, break up, and rotational seafloor spreading history in the
762 Gulf of Mexico. In: *Mesozoic of the Gulf Rim and beyond: New progress in science and*

763 exploration of the Gulf of Mexico Basin: SEPM Society for Sedimentary Geology, 35, 123-
764 153.

765 Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., Weber, B. (2020). A Revised
766 Synthesis of the Rift and Drift History of the Gulf of Mexico and Surrounding Regions in the
767 Light of Improved Age Dating of the Middle Jurassic Salt. Geological Society of London,
768 Special Publications, 504.

769 Pompa, M. V. (2009). Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste
770 de Chiapas, México. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.

771 Rocha-Esquinca, D. O., Caraveo-Miranda, C. A., Méndez-Hernández, E., Hernández-
772 Flores, E. R. (2013). Los métodos potenciales como evidencia geofísica de la evolución
773 tectónica del norte del Golfo de México. Ingeniería Petrolera, 53 (2), 89-100, ISSN 0185-
774 3899.

775 Román-Ramos, J. R.; Cruz-Mercado, M. A.; Salomón Mora, L. E.; Rosas-Lara, C.; Sanchez-
776 Ferrer, F.; Biegert, E.; Bartsch, E (2008). Continental-oceanic boundary deep structure in a
777 shear margin: Western main transform, offshore Veracruz, Southern Gulf of Mexico, en C.
778 Bartolini and J. R. Román Ramos, eds., Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico:
779 AAPG Memoir 90, 409-420.

780 Roman-Ramos, J. R., Salomon-Mora, L. E., Rosas-Lara, C., Cruz-Mercado, M., Biegert, E.,
781 Sánchez, F. y Bartsch, E. (2010). Modelado geológico del basamento, sureste del Golfo de
782 México. Ingeniería Petrolera, AIPM, L (3), 54-64.

783 Romanyuk, T., Mooney, W. D., Detweiler, S. (2007). Two lithospheric profiles across
784 southern California derived from gravity and seismic data. Journal of Geodynamics, 43, 274-
785 307.

786 Rosales-Rodríguez, J., Bandy, W. L. y Centeno-García E. (2014). Profundidad de la base
787 de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México. *Revista Mexicana de*
788 *Ciencias Geológicas*, 31 (2), 190-202.

789 Rowan, M. G. (2014). Passive-margin salt basins: Hyperextension, evaporite deposition, and
790 salt tectonics. *Basin Res.* 26 (1), 154-182.

791 Rueda-Gaxiola, J. (1998). El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras
792 mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de lechos rojos. *Revista Mexicana de Ciencias*
793 *Geológicas*, 15 (1), 78-86.

794 Rueda-Gaxiola, J. (2004). A triple junction in the Gulf of Mexico: Implications for deep
795 petroleum exploration. *Geofísica Internacional*, 43 (3), 395-414.

796 Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. In: *The Gulf of*
797 *Mexico Basin: The Geology of North America*, (Ed. by A. Salvador) *Geol. Soc. Am. J.*, 389-
798 444.

799 Sánchez, L. R. (1961). Aplicación de la paleogeografía a la búsqueda de yacimientos
800 petrolíferos en el área Misantla-Ebano-Pánuco: *Boletín de la AMGP*, XIII (11-12), 361-376.

801 Sandoval-Ochoa, J. H., Aguayo-Camargo, J. E., Gutiérrez-Estrada M. A., Araujo-Mendieta,
802 J. (1999). Relaciones Tectónicas en la Margen Continental al sur del Golfo de México y
803 Cinemática del Manto: Morfología-Basamento-Bloques Corticales sobre la Placa. *Rev. Soc.*
804 *Mex. His. Nat.*, 49, 17-28.

805 Saunders, M., Geiger, L., Rodriguez, K., Hargreaves, P. (2016). The Delineation of Pre-Salt
806 License Blocks in the Deep Offshore Campeche-Yucatan Basin. *Search and Discovery*
807 *Article #10867*.

808 Sawyer, D. S., Buffler, R. T., Pilger Jr., R. H. (1991). The crust under the Gulf of Mexico
809 Basin. *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North*
810 *America*, 53-72.

811 Schouten. H., Klitgord K. D. (1994). Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of
812 Mexico. *Geology* 22, 507-510. Doi: 10.1130/0091-7613

813 Shaub, F. J., Buffler, R. T., Parsons, J. G. (1984). Seismic Stratigraphic Framework of Deep
814 Central Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bulletin*, 68 (11), 1790-1802.

815 Sorokin, M. Y., Zamansky, Y. Y., Langinen, A. Y., Kackson, H. R., Manab, R. (1999). Crustal
816 structure of the Makarov Basin, Artic Ocean determined by seismic refraction. *Earth and*
817 *Planetary Science Letters*, 168, 187-199.

818 Steier, A., Mann, P. (2019). Late Mesozoic gravity sliding and Oxfordian hydrocarbon
819 reservoir potential of the northern Yucatan margin. *Mar. Pet. Geol.* 103, 681-701.

820 Stern, R. J., Anthony, E. Y., Ren, M., Lock, B. E., Norton, I., Kimura, J. I., Miyazaki, T.;
821 Hanyu, T.; Chang, Q., Hirahara, Y. (2011). Southern Louisiana salt dome xenoliths: First
822 glimpse of Jurassic (ca. 160 Ma) Gulf of Mexico crust. *Geology*, 39 (4), 315-318. doi:
823 10.1130/G31635.1

824 Storey, M. L. (2020). Tectonic Setting, Structure, and Seismic Stratigraphy of the
825 Apalachicola Rift and its Overlying Sag Basin in the Northeastern Gulf of Mexico. Master
826 Thesis, University of Houston, 102 p.

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

830 Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere.
831 *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108-125.

832 Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Department of Earth
833 Sciences, University of Leeds, London. UNWIN IMÁN Ltd.

834 Williams-Rojas, C. T., Reyes-Tovar, E., Miranda-Peralta, L., Reyna-Martinez, G., Cardenas-
835 Alvarado, A., Maldonado-Villalon, R., Muñoz-Bocanegra, V., Lora de la Fuente, C., (2011).

836 Hydrocarbon Potential of the Deepwater Portion of the “Salina del Istmo” Province.
837 Southeastern Gulf of Mexico, Mexico.

838 Winker, C. D., Buffler, R. T. (1988). Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of
839 Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). AAPG Bulletin, 72 (3),
840 318-346.

841 Woods, R. D., Salvador, A., Miles, A. E. (1991). Pre-Triassic: en Salvador, A. (ed.), The Gulf
842 of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North
843 America, Journal, 109-129.

844 Worzel, J. L., Bryant, W., Beall, A. O. Jr., Capo, R., Dickinson, K., Foreman, H. P., Laury, R.,
845 McNeely, B. W., Smith, L. A. (1970). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project; covering
846 Leg 10 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Galveston, Texas to Miami,
847 Florida. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 10 Publisher: Texas A & M University,
848 Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States.

849 Zinecker, M. P. (2020). Structural and Stratigraphic Evolution of Three Mesozoic, Rifted-
850 Passive Margins: Guinea Plateau, Demerara Rise, and the Southeastern Gulf of Mexico.
851 Master Thesis, University of Houston, 302 p.

852

Localidad/pozo	Estado	Litología	Edad (MA)	Referencia
Margen noreste del Golfo de México				
Pozo Amoco-Saga No. 1	Límite sur de los estados Misisipí y Alabama, E. U.	Granito	Pérmico (272±10)	Woods <i>et al.</i> , 1991
Alto Wiggins	Misisipí, E. U.	Granodiorita	Precámbrico (709±25)	Winker y Buffler, 1988; Woods <i>et al.</i> , 1991
Oeste de Florida, suroeste de Georgia y plataforma oeste de Florida		Granito	Cámbrico	Woods <i>et al.</i> , 1991; Marton, 1995
Pozo Charlotte Harbor-672 y 625	Oeste de la Plataforma de Florida	Riolita	Ordovícico	Marton, 1995
Pozo Texaco-100-1			Carbonífero (Misisípico)	
Pozo Tenneco's 672			Carbonífero (Pensilvánico, 316±11)	
Margen oeste del Golfo de México				
Acatita-Delicias	Coahuila	Granodiorita	Pérmico medio-superior (256±21 y 266±20 Ma)	Lopez-Infanzón, 1986
Altotonga	Veracruz	Granodiorita	Triásico inferior y Pérmico superior (246±7 y 252±20)	
Sur de la Cuenca de Burgos y Cuenca Tampico-Misantla		Granito	Pérmico-Triásico	Sánchez, 1961; Marton, 1995; Ortiz, 2006
Poza Rica	Veracruz	Granito	Triásico superior-Pérmico inferior 223±18 y 276±22	Jacobo, 1986
Pozo Cupelado-1			Triásico superior (208±10)	
Cuenca Tampico-Misantla		Granodiorita	Pérmico superior a Triásico inferior-medio (241±20, 264±21)	Sánchez, 1961; Jacobo, 1986; Lopez-Infanzón, 1986
Margen sur y sureste del Golfo de México				
Pozos Cobo-301 y Quintana Roo-1	Tabasco y Quintana Roo	Intrusivos graníticos	Pérmico inferior (285)	Lopez-Infanzón, 1986
Macizo de Chiapas			Triásico medio-superior (219 y 242)	
			Ordovícico y Pérmico-Triásico	Olivas, 1953; Fries <i>et al.</i> , 1974; Pantoja-Alor <i>et al.</i> , 1974; López Infanzón 1986; Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009
Subsuelo y afloramientos de Belice		Granito/granodiorita	Ordovícico y Pérmico-Triásico	Lopez-Ramos, 1973; Woods <i>et al.</i> , 1991; Marton, 1995
Pozo Yucatán-1		Riolitas	Devónico inferior (410)	Lopez-Ramos, 1973