



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CAMPO DE CONOCIMIENTO EN GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA

“La evolución geodinámica de la zona de subducción mexicana como efecto del movimiento del
Bloque Chortis”

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

ERIKA JESSENIA MORENO

TUTOR:

DRA. MARINA MANEA

(Centro de Geociencias)

MIEMBROS DEL COMITÉ EVALUADOR:

Dr. Luca Ferrari (Centro de Geociencias)

Dra. Xyoli Pérez (Instituto de Geofísica)

Dr. Allen Husker (Caltech Seismological Laboratory)

Dr. César Acosta Minoli (Universidad del Quindío)

Juriquilla, Querétaro

10 de Noviembre de 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base a las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y de mi autoría. Todas las cita de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”

Erika Jessenia Moreno

Dedicatoria

A la memoria de mi amigo, padre, abuelo y el amor de mi vida, quién con su amor y dedicación me guió por el camino de la ciencia. Siempre llevo conmigo cada una de sus enseñanzas. Aunque la vida no le permitió seguir compartiendo la realización de mis sueños, sé que está conmigo en cada nuevo paso que doy.

A mi madre y abuela, Margarita García Hernández, mi más grande motivación en la vida.

He logrado descubrir que uno de los amores más hermosos se puede alojar en un lugar muy simple. Por ejemplo, en una mascota. A mi gatito Lowen, que me enseñó tanto sobre cómo ser una mejor humana.

Agradecimientos

Un gran y especial agradecimiento a mi tutora, la Dra. Marina Manea. Agradezco permitirme ser parte de esta maravillosa experiencia. Mi mayor admiración por lo gran investigadora que es, por su amabilidad, su paciencia y su comprensión en cada uno de los problemas que iba enfrentando. Gracias Dra. por creer en mí, usted es un gran ejemplo a seguir como mamá, científica y ser humano.

Agradezco al Dr. Vlad Manea por asesorarme en esta investigación. Lo admiro profundamente, gracias a él y sus conocimientos este trabajo pudo desarrollarse y culminarse satisfactoriamente.

A Carlos Alberto Vasqu ez, Marina Moreno, Cecilia Moreno y su familia. Siempre les agradecer  en cada logro de mi vida. Fueron las primeras personas que me apoyaron desde que era una niña. Mis primeros cuadernos a los 6 años, el ingreso a la universidad y mi viaje a México, en todo este proceso ellos siempre han estado, y no me alcanzar  la vida para decirles: Muchas gracias.

A mi querido Elkinn Adrián Calderon por su paciencia, dedicación y apoyo en aquellos momentos en los que mi voluntad flaqueaba. Sus palabras me llenaban de valor para levantarme cada día con ganas de seguir luchando por mis sueños. Por estar a mi lado en los buenos y malos momentos de mi vida. Por su gran ayuda académica brindándome sugerencias que me permitieron desarrollar este trabajo de manera satisfactoria.

Agradezco a Gloria Pa ez y a mi gran amiga del alma Juliana Leal: sus mensajes de apoyo desde Colombia me llenaban de fortaleza. Gracias por escucharme en mis momentos de debilidad y por cuidar de mis seres queridos durante mis estancia en México.

Un especial agradecimiento a Cristian Felipe Ramírez, Jorge Castaño, Andrés Medina, Angélica Castillo y Natalia Angel. Mi pequeña familia en México y de la cual me siento tan orgullosa. Mis genios que admiro desde lo más profundo de mi corazón, son una inspiración para mí. Gracias por estar en momentos difíciles y en momentos llenos de alegría.

Un gran agradecimiento a mi hermosa y querida amiga Marisol. Gracias por escucharme, por permitirme enamorarme de México, por tus risas y tus palabras que siempre reconfortan. La admiro, la respeto y me siento orgullosa por la profesional que es y sobre todo por ser un gran ser humano. Igualmente, agradezco a mis amigos Cristián, Ricardo y Alejandra, son hermosas personas y me regalaron muchos momentos de felicidad en México.

Agradezco a mi compañera de doctorado Violeta, siempre la llevo en mis pensamientos por lo linda persona que es. Gracias por compartir penas y alegrías de este doctorado.

Agradezco al Dr. Luigi Solari y al Dr. Luca Ferrari, por sus sugerencias y apoyo durante estos cuatro años. Fue un verdadero privilegio que fueran parte de mi comité tutor. Sus trabajos de investigación permitieron el desarrollo y culminación de mi proyecto de doctorado.

Agradezco al Laboratorio Nacional de Visualización Científica Avanzada de la UNAM (www.lavis).

unam.mx) y a los ingenieros de Software Luis Alberto Aguilar Bautista, Alejandro de León Cuevas y Carlos Sair Flores Bautista. Gracias a ellos se pudieron realizar todos los modelos numéricos sin mayores complicaciones y por el contrario con su gran amabilidad y eficiencia hicieron este trabajo más ameno.

Un fuerte agradecimiento a CONACYT por otorgarme la beca de doctorado CONACYT No 595793, este estímulo económico permitió el desarrollo y culminación de este trabajo de investigación.

Un agradecimiento a CONACYT por los proyectos de CONACYT LN314869 (2020) y CONACYT LN315802 (2021), los cuales apoyaron este trabajo de investigación.

Un agradecimiento al comité evaluador de esta tesis de doctorado: Dr. Luca Ferrari (Centro de Geociencias), Dra. Xyoli Pérez (Instituto de Geofísica), Dr. Allen Husker (Caltech Seismological Laboratory) y Dr. César Acosta Minoli (Universidad del Quindío) por su disponibilidad y por tan valiosos aportes. Ha sido para mí un gran honor que sean parte de este trabajo.

Finalmente agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, el Centro de Geociencias sede Juriquilla, por el permitirme ser parte de tan prestigiosa universidad y poder culminar mi proceso de maestría y doctorado. Ha sido todo un honor y orgullo pertenecer a la máxima casa de estudios de México.

Índice general

1. Introducción	1
2. Fundamentos teóricos	6
2.1. Marco geológico y tectónico	6
2.1.1. La geodinámica del Sur de México	6
2.1.2. Subducción de las placas Farallón y Cocos	10
2.1.3. El Bloque Chortis	12
2.1.4. Fosa de Caimán	15
2.1.5. Revisión acerca de la evolución del Bloque Chortis	16
2.2. Evolución geodinámica de las placas subducidas y su interacción con el manto	22
2.2.1. Efecto de las fuerzas de flotabilidad y reología del manto sobre la subducción	22
2.2.2. Estancamiento de las placas subducidas en 660 y 1000 km y su relación con los cambios de viscosidad debajo de este límite	25
2.2.3. Efecto de las fuerzas superficiales sobre la subducción	29
2.2.4. Influencia del flujo global del manto	35
2.3. Consideraciones numéricas	39
3. Metodología	46
3.1. Condiciones en la frontera	47
3.1.1. Generación automatizada de trincheras: flujo en la superficie	49
3.1.2. Transformación de coordenadas	50
3.1.3. Interpolación transfinita	50
3.1.4. Términos métricos	51
3.2. Construcción de una subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos.	60
3.2.1. Modelo de subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos en la hipótesis del Pacífico	61
3.2.2. Modelo de subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos en la hipótesis tradicional	65
3.2.3. Modelo de subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos en la hipótesis In Situ	71
4. Resultados	74
4.1. Resultados para la hipótesis del Pacífico	75
4.1.1. Influencia del movimiento de la trinchera en la geometría de la placa	76
4.1.2. Influencia de la viscosidad del manto sobre la subducción	81
4.1.3. Influencia de la velocidad de flujo del manto	83
4.1.4. Efecto del proceso de erosión en la placan de Norteamérica sobre la subducción	85

4.2. Resultados para la hipótesis tradicional	89
4.2.1. Modelos con una rotación para el Bloque Chortis de 30° y 20° usando el trabajo de Rogers et al. (2007)	90
4.2.2. Modelos para rotación de 27° y 20° usando el trabajo de Boschman (2014)	95
4.2.3. Modelos con rotación del Bloque Chortis de 20° de acuerdo a la apertura de la fosa de Caimán	99
4.3. Resultados para la hipótesis In Situ	102
5. Discusión	107
5.1. Hipótesis del Pacífico	108
5.2. Hipótesis tradicional	115
5.3. Hipótesis In Situ	123
5.4. Comparación de resultados	124
5.5. Análisis del flujo del manto	129
5.5.1. Influencia de la velocidad del flujo global del manto en la hipótesis tradicional	129
5.5.2. Análisis del flujo del manto para la hipótesis del Pacífico	134
5.5.3. Análisis del flujo del manto para la hipótesis tradicional	135
5.5.4. Análisis del flujo del manto para la hipótesis In Situ	137
5.6. Evolución del vulcanismo para el modelo tradicional	139
5.7. Comparación entre los resultados obtenidos y otros estudios	143
6. Conclusiones	147
6.1. Logros obtenidos	151
6.2. Limitaciones	151

Índice de figuras

1.1. Ubicación del Bloque Chortis. AVCA= Arco Volcánico Centroamericano, IT = Tehuantepec, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, FC = Fosa de Caimán, ZFM = Zona de falla Motagua, ZFP = zona de falla Polochic, SMS = Sierra Madre del Sur, TA = Trinchera de Acapulco, TMA = Trinchera Mesoamericana. Los triángulos de color café representan la ubicación de los volcanes activos.	2
2.1. Mapa con los principales terrenos y las isocronas desde un tiempo de 40 Ma. La ubicación actual del Bloque Chortis se muestra como un área verde semitransparente. NCT = Terreno Chortis Nuclear, SCT = Terreno Chortis Sur, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, TA = Trinchera de Acapulco, SMS = Sierra Madre del sur, G = Terreno de Guerrero, M = Terreno Mixteco, J = Terreno Juárez, X = Terreno Xolapa, O = Terreno Oaxaca, ZF = Zona de Falla. Los triángulos en color café representan la ubicación de los volcanes activos. Las flechas muestran las direcciones y las tasas de convergencia de la placa de Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TMA). Modificada de DeMets et al. (2000), DeMets (2001) y Rogers et al. (2007).	7
2.2. Mapa geológico del Sur de México donde es posible observar rocas magmáticas del Cretácico tardío al Mioceno y la Faja Volcánica Transmexicana del Mioceno-Cuaternario. Tomada de Morán-Zenteno et al. (2018).	8
2.3. Mapa con las principales características tectónicas específicas del norte de Centroamérica y Sur de México. Los triángulos cafés representan la ubicación de los volcanes activos. Las flechas negras muestran las tasas de convergencia de la placa de Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TMA), tomada de DeMets et al. (2001). Las líneas amarillas representan secciones transversales donde mostramos imágenes de tomografía sísmica de NAM - Placa de Norteamérica, EPR - Dorsar del Pacífico Este, FSPM - Sistema de fallas Polochic-Motagua. Las geometrías contrastantes de la placa a lo largo de la trinchera de Mesoamérica: una placa estancada en la zona de transición a lo largo de los perfiles A-A', B-B', C-C', D-D' y una placa normal que penetra en el manto inferior debajo del Bloque Chortis (perfil E-E'). Las imágenes de tomografía sísmica se basan en el modelo de onda P global GAP.P4 de Obayashi et al. (2013). CMB = límite del manto-núcleo. El mapa cuenta con la isopropundidad de la placa Cocos a partir del modelo slab 2.0, esto datos fueron adquiridos de USGS (https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.ph). Modificada de DeMets et al. (2000), DeMets (2001) y Rogers et al. (2007).	11
2.4. Ubicación del Bloque Chortis con los principales terrenos definidos por Rogers (2003). B= Belize; CCT= Terreno Central de Chortis; ECT= Terreno del suroeste de Chortis; ES = El Salvador; H = Honduras; G= Guatemala; ZF = Zona de Falla Polochic-Motagua; IT= Istmo de Tehuantepec; TMA=Trinchera Mesoamericana; NCT = Terreno del Este de Chortis; SCT = Terreno Chortis Sur; SMS = Sierra Madre del sur; ST = Terreno Siuna. Los triángulos en color café representan la ubicación de los volcanes activos. Modificada de Rogers (2003) y Rogers et al. (2007).	13

2.5. Desprendimiento del Bloque Chortis del Sur de México evolucionando a lo largo de la trinchera de la placa de Norteamérica con cierta velocidad y ángulo de rotación, el movimiento de la trinchera del Bloque Chortis es presentado por la zona de colores. El punto triple entre las placas de Farallón/Cocos, Norteamérica y Bloque Chortis se desplaza a medida que el bloque rota, esta traslación del punto triple es representada por los círculos de color naranja. AT = Trinchera de Acapulco, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, G = Terreno de Guerrero, IT = Istmo de Tehuantepec, MFZ = Zona de Falla Motagua), MC = Macizo de Chiapas, ZPF = Zona de Fallas Polochic, XO = Terreno Xolapa. Los triángulos de color café representan la ubicación de los volcanes activos. La estrella negra representa la ubicación de los sedimentos marinos no deformados de Tehuantepec. La línea continua roja representa la dorsal del Pacífico, la línea de color naranja discontinua representa el límite de la fosa Caimán. Modificada de Rogers et al. (2007) y Graham et al. (2020). 17

2.6. Evolución espacio-temporal del Bloque Chortis (área de colores) desde el Paleógeno propuesto en el modelo del Pacífico por Keppie y Morán Zenteno (2005). El Bloque Chortis sufre un desplazamiento de 1100 km con respecto a la Placa de Norteamérica (NAM) acompañado de una rotación en el sentido de las agujas del reloj de $\sim 40^\circ$, utilizando un polo de Euler ubicado cerca de Santiago de Chile (Ross y Scotese, 1988; Pindell et al., 1988). La curva de la trinchera de trazos representa la posición de la trinchera 45 Ma. AT = Trinchera de Acapulco, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, SMS = Sierra Madre del Sur. La estrella negra representa la ubicación de los sedimentos marinos no deformados de Tehuantepec. La línea continua roja representa la dorsal del Pacífico, la línea de color naranja discontinua representa el límite de la fosa Caimán (modificada de Keppie y Morán-Zenteno, 2005). 19

2.7. El modelo In Situ propone que la paleoposición del Bloque Chortis está cerca de la ubicación actual (Meschede, 1998; Meschede y Frisch, 1998; James, 2006; James, 2009), eliminando la necesidad de incorporar grandes rotaciones y una cantidad significativa de desplazamiento a lo largo de la TMA, como en el modelo clásico. El movimiento del Bloque Chortis es representado por la zona de colores y el movimiento del punto triple de las placas de Farallón/Cocos, Norteamérica y Bloque Chortis es representado por los círculos color naranja. AT = Trinchera de Acapulco, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, SMS = Sierra Madre del sur. La estrella negra representa la ubicación de los sedimentos marinos no deformados de Tehuantepec. La línea continua roja representa la dorsal del Pacífico, la línea de color naranja discontinua representa el límite de la fosa Caimán (modificada de Meschede y Frisch, 1998). 21

2.8. Principales fuerzas que actúan en el proceso de subducción: F_{rp} es la fuerza que produce la subducción, F_{su} es la fuerza de succión que empuja la placa hacia la trinchera, F_{sp} es la fuerza de flotabilidad debido a la anomalía térmica de la placa, F_{shear} es la fuerza de corte viscosa, $F_{plt-bdry}$ es la fuerza de fricción entre placas, F_{bend} son las fuerzas de flexión, F_{Ol-Wd} y F_{Sp-Pv} son las fuerzas de flotabilidad debido a las transiciones de fases. Se muestra la flotabilidad negativa causada por anomalías térmicas de una placa fría y un cambio de fase elevado a 410 km, las fuerzas de resistencia como el acoplamiento de la placa, el cizallamiento viscoso y la flotabilidad positiva (menor densidad) debido a la fase deprimida a 660 km del manto superior. $F_{flow,mantle}$ es la fuerza producida por el flujo del manto sobre la placa. También se muestran los procesos de deformación (modificada de Billen, 2008). 23

2.9. A. Cortes de tomografía sísmica donde es posible ver la subducción de la placa subducida de Filipinas y la de Pacífico. Los perfiles entre A-E muestran la subducción de la placa del Pacífico en el arco norte de Honshu y los perfiles entre F-J muestran la zona de subducción del arco norte de Bonin. Nótese que en los perfiles F-J, la placa de Pacífico es la primera que se observa de derecha a izquierda, luego es posible ver la subducción de la placa de Filipinas. Las líneas horizontales representan la profundidad a 410, 660 y 1000 km. B. Representación de la placa subducida entre el arco de Honshu y el arco de Bonin para la placa del Pacífico. En este caso, tanto la placa de Pacífico y la placa de Filipinas quedan estancadas sobre 660 km (tomada y modificada de Fukao y Obayashi, 2013). 26

2.10. A. Cortes de tomografía sísmica donde es posible ver la subducción de la placa subducida del Pacífico. Los perfiles entre A-E muestran la subducción de la placa del Pacífico en el arco norte de Tonga y los perfiles entre F-J muestran la zona de subducción en el arco Kermadec. Las líneas horizontales representan la profundidad a 410 km, 660 y 1000 km. B. Representación de la placa subducida entre el arco de Tonga y el arco de Kermadec para la placa del Pacífico. En este caso, la placa de Pacífico se estanca sobre 1000 km (tomada y modificada de Fukao y Obayashi, 2013). 27

2.11. A. Cortes de tomografía sísmica donde es posible ver la subducción de la placa subducida del Pacífico. Los perfiles entre A-E muestran la subducción de la placa de Cocos debajo de la trinchera surmexicana y los perfiles entre F-J muestran la zona de subducción en el arco centroamericano. Las líneas horizontales representan la profundidad a 410, 660 y 1000 km. B. Representación de la placa subducida entre la trinchera surmexicana y el Bloque Chortis. En este caso, la placa de Cocos presenta estancamiento por encima de los 1000 km y a medida que nos desplazamos hacia el Sur la placa de Cocos penetra profundamente el manto inferior por debajo de los 1000 km (tomada y modificada de Fukao y Obayashi, 2013). 28

2.12. Mapas tectónicos que muestran las principales zonas de subducción en la Tierra, las velocidades de las placas principales y las velocidades de migración de trinchera A. Marco de referencia del hotspot indoatlántico combinado con el modelo de movimiento de placa relativo de DeMets et al. (1994). B. Zona de estudio en este trabajo tomando en cuenta el marco de referencia indoatlántico. Tomada de Schellart et al. (2008). 29

2.13. Mapas tectónicos que muestran las principales zonas de subducción en la Tierra, las velocidades de las placas principales y las velocidades de migración de trinchera A. Marco de referencia del punto caliente del Pacífico de Gripp y Gordon (2002), que utilizan el modelo de movimiento relativo de la placa de DeMets et al. (1994). B. Zona de estudio en este trabajo tomando en cuenta el marco de referencia con el punto caliente del Pacífico. Tomada de Schellart et al. (2008) 31

2.14. Mapas que muestran diferentes morfologías de las placas subducidas al rededor del mundo. A. Morfología de las placas subducidas y su comportamiento a nivel mundial. B. Forma de la placa Cocos para la zona de subducción Mesoamericana, debajo del Bloque Chortis. Tomada del trabajo de Goes et al. (2017) 32

2.15. A. Representación de la formación de la corteza continental donde es posible observar las tasas de destrucción de la corteza las cuales están menos restringidas que la generación de la corteza. En la figura se muestran las diferentes características entre un margen de acreción y un margen erosivo. B. Representación de un margen cuando domina la acreción y en C. Un margen donde domina la erosión. V_A tasa de acreción de la trinchera normal, T_{TS} espesor de sedimento subducido. Cuando el valor es negativo, según la representación de Clift y Vannucchi (2004), domina la erosión y en este caso hay eliminación de material de la placa cabalgante; si el valor es positivo existe acreción, se origina un prisma debido al material acumulado de la placa cabalgante (Schellart y Rawlinson, 2013). Tomada de Stern y Scholl (2010) y Schellart y Rawlinson (2013). 34

2.16. Representación de secciones transversales de placas subducidas de diferentes partes del mundo y como es su comportamiento ante un flujo del manto de dirección O-E. Cada línea representa la traza media de sismicidad a lo largo de cada subducción. Las placas en dirección Oeste tienen un buzamiento de 65.6° y las placas con dirección E o NE tienen un buzamiento promedio de 27.1° (Ficini et al., 2017). Tomada de Ficini et al. (2017).	36
2.17. Resultados del trabajo de anisotropía sísmica de Zhu et al. (2020) para México y Centroamérica a profundidades de 50 a 700 km con un modelo de referencia de 1D STW10589, el cual es usado para calcular las perturbaciones relativas de la velocidad de onda. Las barras negras representan la magnitud y la dirección y las flechas rosadas, el movimiento de las placas. En este trabajo es posible observar el comportamiento del flujo a poca profundidad y cómo cambia a medida que la profundidad incrementa, a su vez, la dirección del flujo cuando es paralelo o perpendicular a la trinchera y el comportamiento de este en las zona de posibles desgarros (Zhu et al., 2020). Tomada de Zhu et al. (2020).	38
2.18. Representación de la discretización global en pequeños bloques para modelos regionales, donde cada elemento está representado por nodos que solucionan velocidad y presión. Se puede identificar la descomposición global en 3D por medio de una malla conformada por pequeños elementos hexaédricos. A su vez, la representación de la malla puede verse como un sistema matricial, donde K representa la llamada matriz de rigidez, u_i es la velocidad que son las incógnitas y f_i es el término de fuerza total del sistema resultante de las ecuaciones (2.3) y (2.4). El método de Galerkin Petrov surge cuando la matriz de rigidez K es asimétrica debido a que en estos casos la convección domina sobre la difusión en la ec. (2.5). (Tomada y Modificada de Zhong et al. 2000).	42
2.19. Representación de la división de un dominio discretizado en elementos. Este dominio es dividido a su vez en bloques de igual número de nodos y elementos. Los bloques son interpretados como la información que cada procesador va a desarrollar y la información que comparten entre bloques es transmitida gracias a la librería MPI. La información entre cada grupo de procesadores que compone un NODO es transmitida también por MPI y una red a el nodo principal. El CitcomS incorpora esta librería para facilitar el desarrollo numérico de las ecuaciones diferenciales y disminuir el tiempo de cómputo (modificada de Vargas, 2010).	44
3.1. Distribuciones verticales de viscosidad utilizadas en este estudio. A. La distribución consta de 4 capas con una viscosidad de $(100, 1, 5, 10) \times 10^{21}$ Pas para corteza, manto superior, zona de transición y manto inferior. B. Distribución de viscosidad con un incremento adicional de $(50 \times 10^{21}$ Pa s) debajo de 1000 km de profundidad (Fukao y Obayashi, 2013; Jenkins et al., 2017). C. Distribución de viscosidad con una capa de baja viscosidad (1×10^{21} Pa s) y un espesor de 70 km, introducida debajo de la discontinuidad de 660 km (Fukao et al., 2001; Torii y Yoshioka, 2007; Liu y Zhong, 2016).	48
3.2. Transformación $T(t, s)$ de la curva Γ_4 en la curva Γ_2	49
3.3. Interpolación transfinita (ec. 3.6) sobre la esfera.	50
3.4. Flujo generado por los vectores covariantes \mathbf{a}_1 del sistema de coordenadas generado por la transformación \mathbf{X}	51
3.5. En este modelo, un círculo se mueve con respecto al otro de izquierda a derecha mientras describe una rotación. El círculo rojo permanece estático a lo largo de un tiempo t y el círculo verde se traslada mientras rota hacia la derecha.	54
3.6. A. Isosuperficie de temperatura adimensional a 0.5 con la dirección del campo de velocidades de la Fig. (3.5). B. Perfil de temperatura obtenido a partir de las condiciones de velocidad impuestas. Estos resultados son obtenidos cuando se incorporan las condiciones de la geometría y de velocidad de las placas al CitcomS, para una placa oceánica con una magnitud de 5.0 cm/Ma y para una placa oceánica con magnitud de 2.0 cm/Ma; la placa de la parte inferior se desplaza hacia la derecha con una tasa de 0.6 rad/Ma.	55

3.7. A. Se construye la interpolación transfinita usando la posición inicial del Bloque Chortis, propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005) y a partir de las regiones señaladas. B. Representación de las curvas iniciales en términos de sus respectivas parametrizaciones. C. Se puede apreciar la generación de trincheras de manera automatizada, el arco representado por color verde tiene una longitud de 1100 km y las trincheras evolucionan a lo largo de este arco, en un tiempo de 45 Ma. D. Se muestra la la generación de trincheras (arriba) en la placa Norteamérica y el Bloque Chortis (abajo). La trinchera en la placa de Norteamérica avanza 210 km durante 45 Ma y la trinchera en el Bloque Chortis avanza 1100 km. 56

3.8. Representación del campo vectorial con zona buffer. A. Campo de velocidades generado en 2D, donde es posible visualizar el campo de velocidades para el modelo del Pacífico, los puntos en las fronteras laterales representa una velocidad igual a cero. B. Isosuperficie a 0.5 generada por CitcomS, donde se muestra el campo de velocidades sobre una superficie esférica. El campo en 2D es incorporado en los archivos de velocidad del CitcomS como condiciones de frontera superior y lo que se muestra en B, es el resultado procesado por el software, en ambas gráficas es posible observar los vectores tangentes, donde dos placas comparten la misma frontera. . . . 57

3.9. A. Usando la posición inicial del Bloque Chortis en el Sur de México y a partir de las regiones señaladas en verde y naranja, se construye la interpolación transfinita. B. Representación de las curvas iniciales en términos de sus respectivas parametrizaciones. C. Se puede apreciar la generación de trincheras de manera automatizada, donde cada trinchera evoluciona de acuerdo con el ángulo de rotación total con un tiempo de evolución de 45 Ma. El campo de velocidades en superficie impuesto varía con respecto al movimiento de cada una de estas curvas. D. Se muestra la la generación de trincheras (arriba) en la placa de Norteamérica y Bloque Chortis (abajo). La trinchera en la placa de Norteamérica retrocede con una pequeña rotación durante 45 Ma y la trinchera en el Bloque Chortis experimenta una rotación en sentido contrario a las agujas del reloj. 58

3.10. Representación del campo vectorial sin incluir el buffer expuesto en 3.1. A. El campo de velocidades generado en un plano 2D donde es posible visualizar el cambio del campo de velocidades cuando se acerca a las fronteras laterales, las coordenadas son dadas en radianes. B. Isosuperficie a 0.5 donde se muestra el campo de velocidades sobre una superficie esférica. El campo en 2D es incorporado en archivos de velocidad como condiciones de frontera cinemática superior al CitcomS, en ambas gráficas es posible observar los vectores tangentes donde dos placas comparten la misma frontera. 59

3.11. A. Dimensiones del dominio con sus condiciones de frontera; el dominio posee una dimensión de $\theta = 3854$ km (35°), $\phi = 9556.5$ km (86°) y $r = 2867$ km. Para el límite superior usamos velocidades de placa cinemáticas, y para el límite inferior usamos tanto la velocidad de deslizamiento libre como la velocidad impuesta. Las condiciones de frontera laterales son reflectantes. Para evitar los efectos de los límites laterales, prescribimos dos zonas de amortiguación idénticas donde las velocidades de la placa superior se consideran cero. Presentamos los resultados del modelado en el cuadro azul transparente que es la región de interés (θ región-interés $\times \phi$ región-interés $\times z$ región-interés: $35^\circ \times 32^\circ \times 1500$ km). Las flechas rojas y azules representan la placa oceánica-continental y la dirección de las velocidades de las placas. Las curvas negras marcadas con triángulos representan la posición inicial de la trinchera. CMB = Límite del manto del núcleo. B. Distribución de viscosidades del manto normal vertical (no afectado por subducción). El espesor de la capa de baja viscosidad ubicada debajo la discontinuidad de 660 km es de 70 km. Recuadro: geometría inicial de la placa y distribución de viscosidad. C. Vista 3D de la región azul en A. La parte superior de la placa de subducción inicial se muestra con trazadores coloreados en función de la profundidad. La placa está envuelta en una isosuperficie azul semitransparente que representa la temperatura adimensional de 0.6. D. La misma vista que en C, con dos secciones transversales verticales con la temperatura inicial de la placa. La región semitransparente superior representa la placa oceánica Farallón/Cocos. Tomada del trabajo de Moreno y Manea (2021). 62

3.12. A. Parte superior de la región de interés del modelo con condiciones de contorno cinemáticas utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las líneas discontinuas grises representan la vista interior del modelo. Las curvas punteadas negras superiores delimitan las zonas laterales que dividen el dominio computacional y el buffer. Las curvas negras con triángulos negros marcan la posición inicial de las trincheras. La placa de Norteamérica y el Bloque Chortis están separados por una falla transformante de 1100 km de largo y se mueven uno hacia el otro. Las curvas sombreadas en gris frente a las trincheras (que se muestran para cada 10 Ma, ver puntos amarillos) representan las posiciones de las trincheras en el lapso de tiempo de 45 Ma. δ_{er} representa la cantidad de tasa de erosión de la placa distribuida en un lapso de tiempo de 45 Ma ($\delta_{er} = 0.32 \pm 0.09$ cm/año para nuestro primer escenario y $\delta_{er} = 0$ para el segundo escenario). Las tasas de convergencia para cada placa varían con la latitud, los primeros valores que se muestran para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis representan tasas promedio. B. Condiciones de contorno utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las condiciones de contorno del fondo son: deslizamiento libre para los primeros modelos y cinemática (3 cm/año con orientación O-E) para los siguientes. Esta condición de frontera cinemática induce un flujo adicional del manto superior O-E propuesto por Ficini et al. (2017). Tomada de Moreno y Manea (2021). 64

3.13. A. Dimensiones del dominio con sus condiciones de frontera; el dominio posee una dimensión de $\theta = 8282.3$ km (74°), $\phi = 9556.5$ km (86°) y $z = 2867$ km. Para el límite superior usamos velocidades de placa cinemáticas, y para el límite inferior usamos una velocidad impuesta. El campo de velocidades en la parte superior se va suavizando a medida que llega a las fronteras reflejantes para evitar información errónea en estas zonas. Las flechas rojas representan la velocidad de la placa oceánica de Farallón/Cocos y el punto verde representa la rotación del punto triple de las placas NAM-Chortis-Farallón (Cocos). Las curvas negras marcadas con triángulos representan la posición inicial de la trinchera. CMB = Límite del manto del núcleo. B. Distribución de viscosidades del manto normal vertical (no afectado por subducción). El espesor de la capa de baja viscosidad ubicada debajo la discontinuidad de 660 km es de 70 km. Recuadro: geometría inicial de la placa y distribución de viscosidad. C. Vista 3D de la región azul y la placa de subducción inicial se muestra con trazadores. D. Misma vista que en C, con dos secciones transversales verticales con la temperatura inicial de la placa. La región semitransparente superior representa la placa oceánica Farallón/Cocos. 66

3.14. Campo de velocidades en un dominio 2D para abordar el modelo tradicional. A. Campo de velocidades a partir del cual inicia la rotación; en esta vista 2D ya se ha impuesto la subducción con inmersión normal de la Fig. (3.13). B. Cambio del campo de velocidades con respecto a las trincheras. La trinchera de la placa de Norteamérica rota hacia el Suroeste mientras que el Bloque Chortis rota hacia el Este dependiendo del ángulo de rotación impuesto. 67

3.15. A. Parte superior de la región de interés del modelo con condiciones de contorno cinemáticas utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las líneas discontinuas grises representan la vista interior del modelo. Las curvas punteadas negras superiores delimitan las zonas laterales que dividen el dominio computacional. Las curvas negras con triángulos negros marcan la posición inicial de las trincheras. Las curvas sombreadas en gris frente a las trincheras (que se muestran para cada 10 Ma, ver líneas amarillas) representan las posiciones de las trincheras en el lapso de tiempo de 45 Ma. Las tasas de convergencia para cada placa varían con la latitud, los primeros valores que se muestran para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis representan tasas promedio. B. Condiciones de contorno utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las condiciones de contorno del fondo son: deslizamiento libre para los primeros modelos y cinemática (3 cm/año con orientación O-E) para los siguientes. Esta condición de frontera cinemática induce un flujo adicional del manto superior O-E según lo propuesto por Ficini et al. (2017). 68

3.16. Cambios de ángulos para la rotación del Bloque Chortis proveniente del Sur de México. A. Se muestra en verde el cambio del ángulo de rotación casi constante para el Bloque Chortis, siendo un ángulo total de 30° y disminuyendo considerablemente desde los 17 Ma hasta el presente. En rojo se muestra un ángulo de rotación total de 20° bajo las mismas condiciones de variación de 30° ; este ángulo se explica detalladamente en Rogers et al. (2007). B. Se muestra en violeta, la tasa de cambio del ángulo de rotación para la trinchera en Chortis expuesto en Boschman et al. (2014), con un ángulo total recorrido de 27° desde los 45 Ma hasta el presente. El Bloque Chortis sufre una aceleración entre 38 y 33 Ma y disminuye su rotación considerablemente después de los 17 Ma. En azul claro se muestra los mismos cambios para un ángulo total de 20° . C. Este modelo sigue el movimiento de expansión de la fosa de Caimán expuesto en Mann (1999) y Mann et al. (2007); en este caso, la trinchera en el Bloque Chortis rota con gran velocidad entre 45 y 26 Ma, disminuye entre 26 y 20 Ma y finalmente, la tasa de rotación se hace muy pequeña desde los 20 Ma hasta el presente. D. Representa un ángulo de rotación total pequeño para el Bloque Chortis, de acuerdo a los estudios de Meschede y Frisch (1998) y James (2006). 73

4.1. Evolución tardía utilizada como condiciones de contorno cinemáticas para el modelo M1. La evolución de la trinchera para cada período se muestra junto con la geometría inicial de la trinchera. La trinchera correspondiente a la placa NAM avanza hacia el este unos 210 km, mientras que la trinchera del Bloque Chortis gira en sentido antihorario $\sim 40^\circ$. Las flechas blancas representan las velocidades de las placas (no a escala). Los colores de la superficie representan la magnitud de las velocidades de las placas. 76

4.2. Distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M1. La vista superior del modelo 3D muestra la configuración inicial de la frontera superior de la placa de Farallón. El Bloque Chortis se desplaza hacia el este a una tasa promedio de ~ 2.5 cm/año. La placa de NAM se mueve hacia el oeste y su trinchera avanza hacia el este a una tasa promedio de ~ 0.4 cm/año, simulando el proceso de erosión propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005). Los perfiles **A-A'** y **B-B'** muestran la evolución de la placa debajo de la placa de Norteamérica y debajo del Bloque Chortis, respectivamente. Nótese la pendiente negativa poco realista de la placa Farallón-Cocos debajo del Bloque Chortis después de 45 Ma de evolución. 77

4.3. Velocidad y evolución de la placa para el modelo M2. La evolución de la trinchera se muestra junto con la geometría inicial. En este caso, mientras que el Bloque Chortis rota en sentido antihorario con un ángulo de $\sim 40^\circ$ y se mueve hacia el este, la trinchera en la placa de Norteamérica rota y retrocede 450 km. Otros símbolos son como en la Fig. (4.1). 78

4.4. Distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M2. El Bloque Chortis evoluciona hacia el este a una velocidad promedio de ~ 2.5 cm/año. La trinchera para la placa de Norteamérica se retira a una velocidad de 1.0 cm / año, mientras la placa de Norteamérica se mueve hacia el oeste con esta misma velocidad. Nótese que aún hay una pendiente negativa de la placa de Farallón-Cocos debajo del Bloque Chortis después de 45 Ma de evolución. Sin embargo, la subducción debajo de la placa de Norteamérica ahora se hunde sin una pendiente vertical. Los otros símbolos son como en la Fig. (4.2). 79

4.5. Evolución de la velocidad y de las trincheras para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis para el modelo M3. el Bloque Chortis permanece estático y la trinchera de la placa de Norteamérica retrocede hacia el oeste unos 900 km. Los otros símbolos son como en la Fig. (4.1) 80

4.6. Distribución de temperatura y viscosidad para el modelo M3. Observe cómo la placa subducida debajo de la placa de Norteamérica subduce con una subducción aún menos vertical que para el modelo M2 y a superficie se puede identificar subducción plana. En este modelo, el Bloque Chortis permanece estático durante toda la simulación y la subducción aparece sin buzamiento negativo (Sdrolias y Müller 2006; Müller 2006 et al., 2008). La trinchera de la placa de NAM se retira a una velocidad de 2.0 cm/año y la placa de NAM se mueve hacia el oeste a la misma velocidad que la trinchera. Los otros símbolos son como en la Fig.(4.2). 81

4.7. Arriba a la izquierda y a la derecha: distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M4. La placa debajo del Bloque Chortis se hunde verticalmente en el manto sin un ángulo de buzamiento negativo debajo de los 660 km. Debajo de la placa de Norteamérica se puede observar el inicio de la subducción plana desde 20 Ma hasta el día de hoy, con un estancamiento por encima de la discontinuidad de 1000 km. Abajo, izquierda y derecha: distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M5. La placa debajo del Bloque Chortis se está sumergiendo sin buzamiento negativo debajo de 660 km e incluso comienza a doblarse en el manto inferior. En este modelo, se incorpora una capa de baja viscosidad de 1×10^{21} Pas debajo de 660 km con un ancho de 70 km, y un aumento de viscosidad de 50×10^{21} Pas a 1000 km de profundidad. 82

4.8. **Arriba a la izquierda:** Distribución de temperatura. En el modelo M6, al incorporar un flujo de manto general inducido por una condición de límite inferior cinemática (1.5 cm/año), observamos una disminución del buzamiento de la placa subducida debajo de la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis. **Arriba a la derecha:** distribución de temperatura para el modelo M7. Se incorporó un flujo de manto general más fuerte inducido por una condición de límite inferior cinemática (2.0 cm/año), observamos una disminución adicional del buzamiento de la placa debajo de la placa de Norteamérica y también debajo del Bloque Chortis. **Abajo a la izquierda:** distribución de temperatura para el modelo M7. Al incorporar un flujo de manto general más fuerte inducido por una condición de límite inferior cinemática (2.5 cm/año), observamos mayor disminución adicional del buzamiento de la placa debajo de la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis. **Abajo a la izquierda:** distribución de temperatura para el modelo M8. Al incorporar un flujo de manto general más fuerte inducido por una condición de límite inferior cinemática (3.0 cm/año), se logra acomodamiento y estancamiento de la placa de Cocos debajo del Bloque Chortis sobre 1000 km, mientras que debajo de la placa de Norteamérica, la placa de Cocos se estanca sobre 660 km desde el modelo M7. 84

4.9. Resultados del modelado para las simulaciones M10(A) y M11(B). Las dos secciones transversales A1-A1' y B1 -B1' representan la distribución de temperatura (trinchera orientada perpendicularmente) . Las curvas superiores con triángulos en color blanco representan posiciones de trinchera. La superficie superior azul semitransparente representa la placa oceánica de Farrallón-Cocos. La flecha roja representa la dirección de convergencia de la placa oceánica. Las discontinuidades de 410, 660 y 1000 km se muestran como superficies rojas de diferentes tonos. Tomada de Moreno y Manea (2021). 86

4.10. Resultados del modelado para las simulaciones M12(A) y M13(B). Las dos secciones transversales A1-A1' y B1 -B1' representan la distribución de temperatura (trinchera orientada perpendicularmente) . Las curvas superiores con triángulos en color blanco representan posiciones de trinchera. La superficie superior azul semitransparente representa la placa oceánica de Farrallón-Cocos. La flecha roja representa la dirección de convergencia de la placa oceánica. Las discontinuidades de 410, 660 y 1000 km se muestran como superficies rojas de diferentes tonos. Tomada de Moreno y Manea (2021). 87

4.11. A. Forma de la placa que toma en el manto a 660 km cuando hay retroceso y avance en la trinchera B. Caso para una trinchera Neutral en el caso en el que la velocidad de la trinchera es igual a la velocidad de la placa continental. C. Subducción plana cuando el retroceso de la trinchera y el avance de la placa cabalgante es más rápido que el retroceso de la placa oceánica. D. Esta forma de placa se forma cuando la velocidad de avance de la placa oceánica no es tan alta en comparación con la velocidad de retroceso de la trinchera. E. Avance de la trinchera y avance de la placa oceánica, denominada subducción tipo Mariana. V_t = Velocidad de la trinchera, V_c = Velocidad de la placa continental, V_0 = Velocidad de la placa oceánica. Modificada de Schellart (2010) y Hinsbergen et al. (2017). 88

4.12. Campo de velocidades donde es posible observar el movimiento de la trinchera para la placa de Norteamérica y la rotación en el Bloque Chortis para un ángulo de 30° en blanco y un ángulo de 20° en azul. 91

4.13. A. El modelo T1(A) representa el perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° para el Bloque Chortis. Después de los 13 Ma, la trinchera en el Bloque Chortis deja de rotar y sólo se mueve la trinchera en la placa de Norteamérica. En estos modelos la viscosidad del manto es de $(100, 1, 5, 10) \times 10^{21}$ Pas. B. El modelo T2(B) muestra el perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° en el Bloque Chortis e igual que el modelo T1(A), la trinchera del Bloque Chortis permanece estática desde los 13 Ma hasta el presente. Para este modelo la viscosidad del manto es de $(100, 1, 5, 1, 10, 50) \times 10^{21}$ Pas, incorporando el salto de viscosidad debajo de 660 y 1000 km de profundidad. 92

4.14. Comparación en el paso 0 Ma para tres modelos de subducción, donde los cortes representa la subducción debajo de la placa de Norteamérica y la subducción debajo del Bloque Chortis. A. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis. B. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis, capa de baja viscosidad por debajo de 660 km, un aumento de viscosidad a 1000 km y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. C. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° para el Bloque Chortis con las mismas condiciones del manto que B. 94

4.15. Campo de velocidades que muestra el movimiento de la trinchera para la placa de Norteamérica y la trinchera en el Bloque Chortis. En blanco se muestra la rotación de la trinchera en el Bloque Chortis para un ángulo de 27° con una aceleración considerable entre 38 y 32 Ma, como se ve en la Fig. (3.16). En azul se muestra el movimiento de la trinchera con un ángulo de 20° y una aceleración en el movimiento entre 38 y 32 Ma, para el Bloque Chortis. 96

4.16. Perfil de temperatura que muestra el cambio de la subducción bajo los movimientos de la trinchera para la placa de Norteamérica y la rotación en el Bloque Chortis. A. En el modelo T3 la trinchera recorre desde 45 hasta 13 Ma ,un ángulo de 27°, sufriendo una aceleración considerable entre 38 y 32 Ma como se ve en la Fig. (3.16). B. En el modelo T4 la trinchera recorre desde 45 hasta 13 Ma, un ángulo de 20°, manteniendo una aceleración entre 38 y 32 Ma de 8.5°. En esta figura se puede observar que ante un rápido avance de la trinchera en cortos periodos, la placa subducida toma un buzamiento negativo por debajo de 1000 km. 97

4.17. Cortes que representan la subducción debajo de la placa de Norteamérica y debajo del Bloque Chortis. A. Perfil de temperatura en el paso 0 para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 27° para el Bloque Chortis. B. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° en el Bloque Chortis. 98

4.18. Cambio de la trinchera para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis en un periodo total de 45 Ma. En este caso, la trinchera del Bloque Chortis rota con respecto al tiempo en el que se reporta la mayor tasa de apertura de la fosa de Caimán. El ángulo total usado es de 20°. . . 100

4.19. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación total de 20° para el Bloque Chortis, tomando en cuenta las variaciones en el tiempo expuestas en la tabla (3.5). . 101

4.20. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° en el movimiento del Bloque Chortis. Los cortes representan la subducción debajo de la placa de Norteamérica debajo del Bloque Chortis. 102

4.21. Se muestra el movimiento de la trinchera para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis en 45 Ma. La trinchera en el Bloque Chortis rota con una tasa constante a lo largo del tiempo y un ángulo de rotación total de 10° 103

4.22. Perfil de temperatura para el modelo con un ángulo de rotación de 10°. A. Modelo T6 sin salto de viscosidad a 660 y 1000 km y con condición inferior tipo deslizamiento libre. B. Modelo T7 con salto de viscosidad a 660 y 1000 km y velocidad de flujo del manto de 3 cm/año, manteniendo el mismo ángulo de rotación de 10°. 104

4.23. Cortes que representan la subducción debajo de la placa de Norteamérica debajo del Bloque Chortis. A. Perfil de temperatura en el paso 0 para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 10° y sin capas de viscosidad en el manto y frontera tipo deslizamiento libre. B. Perfil de temperatura en el paso 0, para el modelo de subducción con el mismo ángulo que en A. 105

5.1. A. Mapas tectónicos topográficos / batimétricos globales y regionales de la región de estudio. Las líneas negras discontinuas A-A' y B-B' representan secciones transversales donde mostramos imágenes de tomografía sísmica en B. Arriba: Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil A-A'. Abajo: Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil B-B'. Observe las geometrías contrastantes de las placas a lo largo de la Trinchera de América Central: una placa estancada en la zona de transición a lo largo del perfil A-A' y una placa normal que penetra en el manto inferior debajo del Bloque Chortis (perfil B-B'). Las imágenes de tomografía sísmica se basan en el modelo de tomografía de onda P global GAP_P4 de Obayashi et al. (2013). CMB = límite entre manto y el núcleo, NAM = Placa de Norteamérica, EPR = Dorsal de Pacífico, FSPM = Sistema de falla Polochic-Montagua. Tomada de Moreno y Manea (2021). 108

5.2. Comparación entre los resultados del modelo M1(Fig. 4.2) después de 45 Ma de evolución geodinámica, con tomografía sísmica. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones transversales A-A' y B-B' como se muestra en la Figura 5.1. A. Distribución de temperatura adimensional. B. imágenes de tomografía sísmica de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). 109

5.3. Comparación entre los resultados del modelo M3 (Fig 4.3) tras una evolución geodinámica de 45 Ma, y la tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional. B. Tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y B-B' como se muestra en la Fig. (5.1). La placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica muestra el desarrollo de subducción plana poco profunda. 110

5.4. Comparación de los resultados del modelo M9, tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional. B. perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y B-B' como se muestra en la (5.1). La inclusión de un flujo de manto Oste-Este global nos permite obtener geometrías de placas que se asemejan a la subducción debajo de la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis. 112

5.5. Comparación de los resultados del modelo M13, tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional. B. Perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y B-B' como se muestra en la Fig.(5.1). La inclusión de un flujo de manto Oste-Este global nos permite obtener geometrías de placas que se asemejan a la subducción debajo de la placa de Norteamérica. En este caso se ingresa el avance de la trinchera en el Bloque Chortis y por ello la placa toma buzamiento negativo debajo de los 660 km 114

5.6. Mapas tectónicos topográficos / batimétricos globales y regionales de la región de estudio. Las líneas negras discontinuas A-A', B-B' y C-C' representan secciones transversales donde mostramos imágenes de tomografía sísmica en A. Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil A-A'. B. Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil C'-C que representa el posible punto triple entre la placa de Norteamérica, Cocos y Caribe según los trabajos de Lyon et al. (2006), Authemayou et al. (2010), Guzmán-Speciale y Zuñiga, (2016), Ellis et al. (2019). C. Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil C-C'. Observe las geometrías contrastantes de las placas a lo largo de la Trinchera de América Central: una placa estancada en la zona de transición a lo largo del perfil A-A' y una placa normal que penetra en el manto inferior debajo del Bloque Chortis (perfil B-B'). Las imágenes de tomografía sísmica se basan en el modelo de onda P global GAP_P4 de Obayashi et al. (2013). CMB: límite del manto, NAM = Placa de Norteamérica, EPR = Dorsal de Pacífico, FSPM = Sistema de falla Polochic-Montagua del núcleo. 116

- 5.7. Comparación de los resultados del modelo T1 con una rotación de 30° , tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional y perfil de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013) para la subducción debajo de la placa de Norteamérica en el perfil A-A'. B. Lo mismo que en A para la subducción debajo del punto triple en el perfil B-B'. C. Lo mismo que A y B para la subducción debajo del Bloque Chortis en el perfil C-C'. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A', B-B' y C-C' como se muestra en la Fig.(5.6). La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el Sureste con una rotación total de $\sim 30^\circ$. Debajo de la placa de Norteamérica se produce subducción plana y debajo del Bloque Chortis hay una subducción con buzamiento negativo, comportamiento que es posible identificarse cuando hay un alto avance de la trinchera. En los tres perfiles se muestra una placa que se hunde profundamente en el manto. 117
- 5.8. Comparación de los resultados del modelo T2 con una rotación de 20° , tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional y perfil de tomografía sísmica para la subducción debajo de la placa de Norteamérica en el perfil A-A'. B. Lo mismo que en A para la subducción debajo del punto triple en el perfil B-B'. C. Lo mismo que A y B para la subducción debajo del Bloque Chortis en el perfil C-C'. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A', B-B' y C-C' como se muestra en la Fig.(5.6). La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el Sureste con una rotación total de $\sim 20^\circ$. Debajo de la placa de Norteamérica se produce subducción plana y un estancamiento sobre 660 km. Debajo del Bloque Chortis y el punto triple, la placa de Cocos se hunde por debajo de 660 km pero se estanca sobre el límite de 1000 km sin subducción vertical debajo de este límite. 118
- 5.9. Comparación de los resultados del modelo T4 con tomografía sísmica trabajando con un ángulo de rotación de 20° . La mayor parte del movimiento ocurre entre los 45 y los 32 Ma. A. Distribución de temperatura adimensional del perfil A-A' y su comparación con perfil de tomografía sísmica de modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). B. Lo mismo que en A pero para el perfil B-B' que representa la subducción debajo del punto triple. C. Lo mismo que A y B para el perfil C-C' que representa la subducción debajo del Bloque Chortis. La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el SE con una rotación total de $\sim 20^\circ$. La placa oceánica debajo de la placa Norteamérica se estanca en los 660 km y a superficie se forma una clara subducción plana. Debajo del Bloque Chortis la placa oceánica obtiene un ángulo de buzamiento alto propio de un avance de trinchera debajo de 660 km, se identifica una curvatura sobre el límite de 1000 km como consecuencia de la combinación entre el avance de trinchera, las capas de viscosidad y las propiedades el flujo del manto. Este modelo cuenta con una velocidad del flujo de 3 cm/año. 120
- 5.10. Comparación de los resultados del modelo T4 con tomografía sísmica trabajando con un ángulo de rotación de 20° . La mayor parte del movimiento ocurre entre los 45 y 26 Ma. A. Distribución de temperatura adimensional del perfil A-A' y su comparación con perfil de tomografía sísmica de modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). B. Lo mismo que en A pero para el perfil B-B' que representa la subducción debajo del punto triple. C. Lo mismo que A y B para el perfil C-C' que representa la subducción debajo del Bloque Chortis. La placa oceánica debajo de la placa Norteamérica se estanca en 660 km y a superficie se forma una clara subducción plana. Debajo del Bloque Chortis la placa oceánica obtiene un ángulo de buzamiento alto propio de un avance de trinchera y una curvatura cuando pasa los 1000 km, consecuencia entre la combinación de un avance de trinchera, las propiedades el flujo del manto y el salto de viscosidad a 1000 km. Este modelo cuenta con una velocidad del flujo de 3 cm/año. 121

- 5.11. Comparación de los resultados del modelo con una rotación constante de 10° tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional del perfil A-A' y su comparación con perfil de tomografía sísmica de modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). B. Lo mismo que en A pero para el perfil B-B' que representa la subducción debajo del punto triple. C. Lo mismo que A y B para el perfil C-C' que representa la subducción debajo del Bloque Chortis. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A', B-B' y C-C' como se muestra en Fig.(5.6). La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el SE con una rotación total de $\sim 10^\circ$. La placa oceánica debajo de la placa Norteamérica se estanca en 660 km y a superficie se forma una clara subducción plana. Debajo del Bloque Chortis la placa oceánica subduce con un ángulo de buzamiento alto y se estanca sobre 660 km. 123
- 5.12. A. Perfil de temperatura en el paso 0 para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis, sin movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, sin capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior tipo deslizamiento libre . B. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis, con movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, sin capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior tipo deslizamiento libre. C. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° para el Bloque Chortis, con movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior cinemática de 3 cm/año D. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° para el Bloque Chortis, con movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior cinemática de 3 cm/año. 126
- 5.13. Perfil de temperatura y viscosidad para todos los modelos realizados bajos las mismas condiciones de viscosidad para el manto, pendientes de Clapeyron y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. A. Modelo M9 Sin erosión en la zona de subducción mexicana y sin movimiento en la trinchera del Bloque Chortis. B. Modelo M11 con erosión en la zona de subducción mexicana y con movimiento en el Bloque Chortis. C. Modelo M13 sin erosión para la zona de subducción mexicana y con movimiento en el Bloque Chortis. D. Modelo T2 donde se ve placa subducida de Cocos en el tiempo 0 Ma, para una rotación constante de 20° en el Bloque Chortis sin presentar aceleraciones en intervalos de tiempo entre 45 y 17 Ma. E. Modelo T4 para una rotación de 20° en el Bloque Chortis con una aceleración en el movimiento de la trinchera entre 38 y 32 Ma. F. Modelo T5 con una rotación para el Bloque Chortis de 20° manteniendo una aceleración en el movimiento de la trinchera en el Bloque Chortis, entre 45 y 26 Ma. G. Modelo T7 con una rotación constante desde 45 hasta 13 Ma y un ángulo de rotación de 10° para el Bloque Chortis. 127
- 5.14. Comparación entre el perfil de temperatura obtenido para el Modelo T4. A. Con una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. B. Una velocidad de flujo del manto de 4 cm/año. C. perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y C-C' como se muestra en la Fig. (5.6). 130
- 5.15. Comparación entre el perfil de temperatura obtenido para el modelo T5. A. Con una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. B. Una velocidad de flujo del manto de 4 cm/año. C. perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y C-C' como se muestra en la Fig. (5.6) 131

5.16. Vistas instantáneas en 3D del modelo M13. A. La placa de Cocos se muestran utilizando varios millones de trazadores de partículas (de color azul claro). Las dos secciones transversales verticales representan líneas de corriente. La flecha roja ilustra el movimiento de la placa Cocos. Las flechas amarillas representan el flujo del manto superior. Las superficies semitransparentes de tonos rojos en la parte inferior de la región de interés muestran la ubicación de la zona de transición y la parte superior del manto inferior. TMA = Trinchera Mesoamericana. B. Al igual que A., el corte esférico 2D horizontal (ubicado a 300 km de profundidad) también representa líneas de corriente. Observe el patrón de flujo perpendicular de la trinchera, en la región donde la placa se estanca sobre la zona de transición. Hacia el sur, debajo del Bloque Chortis, el patrón de flujo se vuelve paralelo a la trinchera. C. Flujo de cuña de manto 3D mostrado como curvas amarillas (tubos). D. Vista superior de la vista del modelo que se muestra en C. (Tomada Moreno y Manea, 2021). 135

5.17. Vistas instantáneas en 3D del modelo para una rotación constante de 20°. A. La placa de Cocos se muestran utilizando varios millones de trazadores de partículas (de color azul claro). Las dos secciones transversales verticales representan líneas de corriente. La flecha roja ilustra el movimiento de la placa Cocos. Las flechas amarillas representan el flujo del manto superior. Las superficies semitransparentes de tonos rojos en la parte inferior de la región de interés muestran la ubicación de la zona de transición y la parte superior del manto inferior. TMA = Trinchera Mesoamericana. B. Al igual que A., el corte esférico 2D horizontal (ubicado a 300 km de profundidad) también representa líneas de corriente. Observe el patrón de flujo perpendicular de la trinchera en la región donde la placa se estanca en la zona de transición. En el punto triple el flujo mantiene el patrón que se presentaba debajo de la placa de Norteamérica y más hacia el sur, debajo del Bloque Chortis el patrón de flujo toma un comportamiento algo diferente y no tiene una dirección totalmente perpendicular a la trinchera. C. Flujo de cuña de manto 3D mostrado como curvas amarillas (tubos). D. Vista superior de la vista del modelo que se muestra en C. 137

5.18. Vistas instantáneas en 3D del modelo para una rotación constante de 10°. A) La placa de Cocos se muestran utilizando varios millones de trazadores de partículas (de color azul claro). Las dos secciones transversales verticales representan líneas de corriente. La flecha roja ilustra el movimiento de la placa Cocos. Las flechas amarillas representan el flujo del manto superior. Las superficies semitransparentes de tonos rojos en la parte inferior de la región de interés muestran la ubicación de la zona de transición y la parte superior del manto inferior. TMA - Trinchera Mesoamericana. B) Al igual que A), el corte esférico 2D horizontal (ubicado a 300 km de profundidad) también representa líneas de corriente. Observe el patrón de flujo perpendicular de la trinchera en la región donde la placa se estanca en la zona de transición. En el punto triple el flujo mantiene el patrón que se presentaba debajo de la placa de Norteamérica y más hacia el sur, debajo del Bloque Chortis el patrón de flujo toma un comportamiento algo diferente y no tiene una dirección totalmente perpendicular a la trinchera. C) Flujo de cuña de manto 3D mostrado como curvas amarillas (tubos). D) Vista superior de la vista del modelo que se muestra en C). 138

5.19. Distribución del vulcanismo para 0 Ma y el modelo T2 con una rotación de 20°. Esta evolución se logra para 45 Ma y una rotación sin aceleraciones en la trinchera del Bloque Chortis. 139

5.20. Distribución del vulcanismo a lo largo del 40 Ma, en esta figura se representa cómo evoluciona el vulcanismo a medida que se genera subducción plana debajo de la placa de Norteamérica y a medida que el Bloque Chortis se desplaza hacia el Sur. La trinchera del Bloque Chortis rota hacia el Sureste en sentido contrario a las agujas del reloj con un ángulo de 20°. Los puntos azules representan los trazadores que permiten observar claramente la forma de la placa de Cocos. 140

5.21. Distribución del vulcanismo para 0 Ma y el modelo T2 con una rotación de 20° en el Bloque Chortis. La ubicación del vulcanismo y la posición de México y Centroamérica son de acceso libre, escritas en Python, tomadas en <https://ds.iris.edu/ds/products/emc-desktoptools/> y visualizadas en Paraview (Bahavar et., 2014; Hutko et al., 2017; Trabant et al., 2019). 141

5.22. Distribución del vulcanismo para 42 Ma, 20 Ma y 0 Ma y el modelo T2 con una rotación de 20°. El vulcanismo se desplaza en función del movimiento del Bloque Chortis hacia el Sureste, en el Sur de México el vulcanismo empieza a aparecer en el interior de México y desaparece de la costa como consecuencia del movimiento del Bloque Chortis y el aplanamiento de la placa debajo de la placa de Norteamérica. En el Bloque Chortis, el vulcanismo se concentra cerca de la trinchera y a los 0 Ma corresponde a la posición actual del arco volcánico centroamericano. TMA (Trinchera Mesoamericana), AVCA (Arco Volcánico Centroamericano) 143

5.23. A. Perfiles de temperatura para modelos obtenidos en este estudio. Se muestra las diferentes placas que se obtuvieron ante diferente cinemática de la trinchera para el Bloque Chortis y la placa de Norteamérica. B. El trabajo de Yoshida (2017) muestra el comportamiento de las placas cuando se someten a diferentes movimientos en la trinchera. C. El trabajo de Cheng et al. (2017) muestra un resultado para una placa subducida con un rápido avance de trinchera. D. El trabajo de Schellart (2020) presenta placas con diferente dinámica sobre 660 km y en superficie cuando son sometidas a avance o retroceso de la trinchera. D. El trabajo de Currie y Copeland (2022) donde se muestra el rompimiento de la placa de Farallón, la subducción plana de Cocos y su estancamiento sobre 660 km. 144

5.24. A. Modelos de velocidad 3D para velocidades de onda S inferidos para la zona de transición entre los 410 km y 660 km. Las anomalías de velocidad están etiquetadas como C1, C2, F1 y F2 y las anomalías de baja velocidad están marcadas en rosa como L1. C1 muestra el posible desgarro de la placa de Cocos a profundidad entre 370 a 410 km. B. Secciones transversales de tomografía sísmica a lo largo de la trinchera mexicana y debajo del Bloque Chortis, L1 representa la posición de la posible pluma de manto. D. Vista tridimensional de la placa de Cocos, la placa está representado por multicolor y la pluma del manto está representado con color rosa y la etiqueta L1. Tomada de Borgeaud et al. (2019). 146

Índice de tablas

3.1. Constantes usadas en este estudio.	47
3.2. Parámetros cinemáticos y distribuciones de viscosidad (Fig. 3.1) utilizados en las simulaciones numéricas de subducción.	63
3.3. Ángulos de rotación para los primeros modelos con tasa de movimiento constante desde los 45 hasta los 17 Ma.	70
3.4. Ángulos de rotación con tasas de aceleración en la rotación en el Bloque Chortis expuesto en Boschman et al. (2014).	70
3.5. Ángulo de rotación de acuerdo con la tasa de apertura de la fosa de Caimán expuesto en los trabajos de Mann (1999) y Mann et al. (2007).	71
3.6. Ángulo de rotación para la hipótesis In Situ del Bloque Chortis de acuerdo a los trabajos de Meschede y Frisch (1998) y James (2006).	72

Resumen

El Bloque Chortis pertenece actualmente a la placa del Caribe representado en su mayor parte la corteza de tipo continental. Se han realizado numerosos estudios de tipo tectónico, geológico, paleogeográfico y muchos más que intentan explicar la posible proveniencia y trayectoria del bloque; esto es debido a que no es totalmente claro si este es autóctono de la placa del Caribe o si en algún momento en el tiempo, se desplazó de algún lugar y fue capturado por esta. Algunos modelos ubican al Bloque Chortis inicialmente en la placa de Norteamérica, se desprende de esta y viaja a lo largo de la trinchera del sur de México y finalmente, es capturado por la placa del Caribe. Otros modelos sustentan que fue parte de la placa Farallón. En esta hipótesis, la subducción de la placa de Farallón desplaza el Bloque Chortis hacia el este con respecto a la placa de Norteamérica, posteriormente, se fusiona con la placa del Caribe. Un último modelo sugiere que el Bloque Chortis sufrió un movimiento tectónico relativamente limitado, ya que en realidad siempre fue autóctono de la placa del Caribe.

Este estudio se basa en las hipótesis antes mencionadas y utiliza modelos numéricos de subducción, con el fin de explicar cómo los diferentes escenarios tectónicos propuestos para el Bloque Chortis, afectan la dinámica de la subducción en el sur de México. Validamos estos modelos y comparamos nuestras geometrías de placas subducidas con imágenes de tomografía sísmica. Se crean herramientas numéricas específicas para generar condiciones cinemáticas de frontera superior, adaptadas a tres escenarios tectónicos diferentes para el Bloque Chortis y las regiones circundantes: la hipótesis del Pacífico, la llamada hipótesis tradicional y la hipótesis In Situ. Investigamos numéricamente la evolución de la subducción para estas tres hipótesis durante un período de tiempo de 45 Ma. Para el modelo del Pacífico, el Bloque Chortis se encuentra inicialmente a unos 1100 km de su posición actual como parte de la placa Farallón. En el modelo tradicional, el Bloque Chortis se coloca originalmente adyacente al sur de México como parte de la placa de Norteamérica y luego, gira en sentido contrario a las agujas del reloj hacia el sureste, con ángulos entre 30° y 20° . En el modelo In Situ, como el Bloque Chortis se considera siempre parte de la placa del Caribe, incorpora solo una rotación relativamente pequeña de 10° . Todos los modelos numéricos se realizan utilizando las mismas condiciones reológicas del manto, los valores de la pendiente de Clapeyron para las zonas de transición del manto de 410 km y 660 km y el flujo global del manto dirigido hacia el este.

Los resultados del modelado para la hipótesis del Pacífico y los modelos tradicionales, muestran que la placa subducida tiene un ángulo de inmersión negativo en el manto inferior, por debajo de 660 km, para velocidades de avances altas en la trinchera. Las condiciones cinemáticas utilizadas en los modelos del Pacífico son consistentes con la hipótesis de Keppie y Morán-Zenteno (2005). En este modelo, el comportamiento de la placa está controlado por altas velocidades de avance y rotación de la trinchera que pertenece al Bloque Chortis. Además, la alta tasa de erosión para la trinchera Mesoamericana propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005), inhibe la formación de subducción plana para el centro de México. En realidad, los modelos numéricos muestran que el aplanamiento de placa en México es una clara consecuencia de la interacción entre el movimiento de retroceso de la trinchera y el avance de la placa de Norteamérica y no el efecto del movimiento del Bloque Chortis. Las hipótesis tradicional e In Situ, muestra las geometrías de placas más consistentes con imágenes de tomografía sísmica. Por ello, este estudio propone que, la hipótesis más satisfactoria es cuando el Bloque Chortis se ubica en una posición cercana

al sur de México y su evolución tectónica está marcada por cambios relativamente pequeños, donde los ángulos de rotación se limitan a menos de 20° en los últimos 45 Ma.

Abstract

The Chortis Block represents a large fragment of continental crust embedded into the Caribbean plate. Numerous tectonic, geological, paleogeographic and many other studies tried to explain the possible origin and tectonic evolution of this block. There are several contrasting hypotheses, and subsequent tectonic models, regarding its tectonic evolution, they range from an autochthonous origin to the Caribbean plate to an allochthonous source. Some models place the Chortis Block initially as part of the North American plate, from where subsequently detaches and evolves southward along the South Mexican trench where is finally captured by and incorporated into the Caribbean plate. Other models propose the Chortis Block as part of the Farallon plate. In this model the subduction of the Farallon plate displaced of the Chortis Block towards eastward in respect with the North America plate, and later it is merged with the Caribbean plate. Other models suggest the Chortis Block underwent only relatively limited tectonic movement as it is actually native to the Caribbean plate.

This study advances on the previously mentioned hypotheses and use numerical models of subduction in order to explain how different tectonic scenarios proposed for the Chortis Block affect the dynamics of the subduction in southern Mexico. We test these models and compare our subduction slab geometries with seismic tomography images. Specific numerical tools are created in order to generate kinematic top boundary conditions tailored to three different tectonic scenarios for the Chortis Block and the surrounding regions, the Pacific model, the so-called traditional model, and the In Situ model. We investigate numerically the subduction evolution for these three models for a time period of 45 Myr. For the Pacific model, the Chortis Block is initially located some 1100 km from its present position as part of the Farallon plate. In the traditional model, the Chortis Block is placed originally adjacent to southern Mexico as part of the North America plate, and later rotated counterclockwise to the southeast with angles between 30° and 20° . The In-situ model, as the Chortis Block is considered always part of the Caribbean plate, incorporates only a relatively small rotation of only 10° . All numerical models are performed using the same rheological conditions of the mantle, values of Clapeyron slope for the 410 km and 660 km mantle transition zones, and eastward directed global mantle flow.

The modeling results for the Pacific and traditional models show that the subducted plate has a negative slab dip angle in the lower mantle below 660 km for high trench velocity. The kinematic conditions used for the Pacific models are consistent with Keppie and Morán-Zenteno (2005) hypothesis. In this model the slab behavior is controlled by high forward and rotational velocities of the trench that belongs to the Chortis Block. Additionally, the high erosion rate for the Mexican portion of the Middle America Trench proposed by Keppie and Morán-Zenteno (2005) inhibits the formation of flat subduction for central Mexico. Actually, the numerical models show that slab flattening in Mexico is a clear consequence of the interaction between the rollback motion of the trench and the advance of the North American plate and not the effect of the movement of the Chortis Block. The tradicional and In Situ models show the most promising slab geometries which are consistent with seismic tomography images. Therefore, this study propose that the most satisfactory hypotheses is when Chortis Block is placed in a position close to southern Mexico and it tectonic evolution is marked by relatively small changes where the rotation angles are limited to less than 20° in the last 45 Ma.

Capítulo 1

Introducción

El estudio de la placa del Caribe constituye uno de los mayores desafíos en Ciencias de la Tierra; esto es debido a su gran complejidad tectónica y la incertidumbre en conocer con detalle su origen y proveniencia. La parte continental de la placa del Caribe está constituida por el Bloque Chortis; el cual se encuentra ubicado hacia el Norte de la placa y forma el límite entre la placa de Norteamérica y Caribe (Fig. 1.1). Al Oeste y Suroeste, la placa del Caribe está siendo afectada por la subducción de la placa de Cocos y la placa Nazca, generando arcos volcánicos y el actual Istmo de Panamá. Hacia el Este se encuentra un límite convergente, caracterizado por el arco de las Antillas menores y hacia el Sur se encuentra la placa de Suramérica y cuya interacción formó el cinturón deformado de Caribe del Sur (Álvarez, 2009; Boschman et al., 2014; Ratschbacher et al., 2018). Numerosos estudios han intentado resolver diferentes preguntas acerca de la evolución de la placa del Caribe entre el Mesozoico y el Cenozoico, planteándose diferentes hipótesis que han intentado explicar su origen y su posible posición antes de ocupar su posición actual (Malfait y Dinkelman, 1972; Gose, 1985; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barret, 1990; Riller et al., 1992; Montgomery et al., 1994; Sinton et al., 1997; Meschede et al., 1998; Meschede y Frisch, 1998; Pindell et al., 2002; Pindell y Kenan, 2009; entre otros). Entre las incertidumbres que abarcan la placa Caribe se encuentra su corteza de tipo continental, representada por el denominado Bloque Chortis y cuya paleo-posición durante el Mesozoico-Cenozoico no es clara.

Diferentes escenarios de evolución tectónica de la región del sur de México y Centroamérica intentan explicar el estado actual del Bloque Chortis junto con su posible desplazamiento pasado. Uno de los escenarios para el Bloque Chortis, plantea como posición inicial el Sur de México; este se trasladó a lo largo de la trinchera de la placa de Norteamérica hasta llegar a su posición actual en la placa del Caribe. Dicha hipótesis es planteada al observar similitudes entre el registro estratigráfico y rasgos estructurales entre el Suroeste de México y Honduras-Nicaragua. El desplazamiento hacia el este del Bloque Chortis pudo ser a lo largo del sistema de fallas de tipo lateral izquierdo Polochic-Motagua (Fig. 1.1) y la hipótesis es apoyada por la cinemática de las fallas y la radiometría de las rocas ígneas en la zona Sur de México (Rogers et al., 2007). Una posible traza dislocada de la falla Polochic se ubica aproximadamente entre el límite de México y Guatemala, donde el sistema de fallas Polochic-Motagua y la trinchera de Acapulco pudieron ser colineales hacia el Mioceno temprano. Estos rasgos representarían en este tiempo, el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe (Silva y Mendoza, 2009).

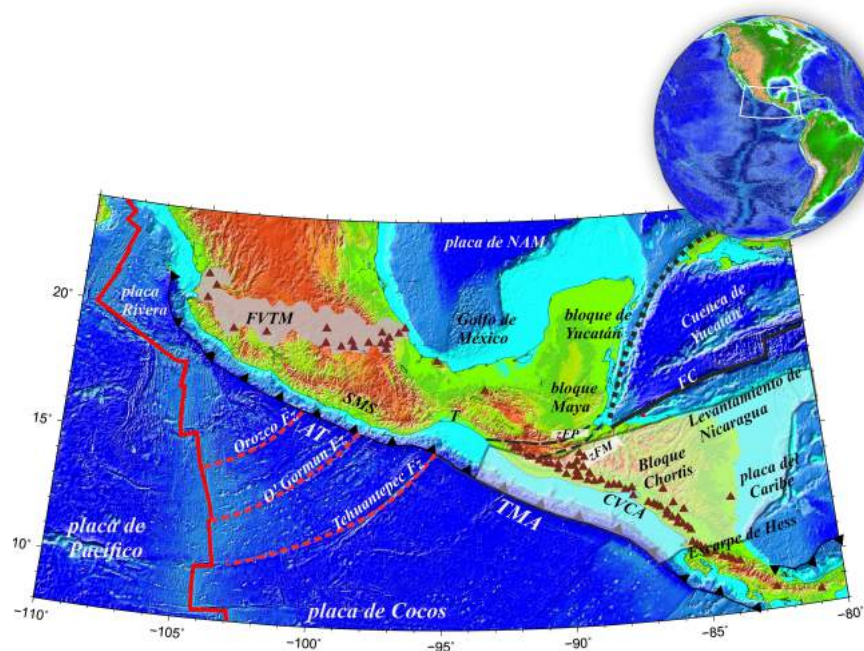


Figura 1.1: Ubicación del Bloque Chortis. AVCA= Arco Volcánico Centroamericano, IT = Tehuantepec, FVMT = Faja Volcánica Transmexicana, FC = Fosa de Caimán, ZFM = Zona de falla Motagua, ZFP = zona de falla Polochic, SMS = Sierra Madre del Sur, TA = Trinchera de Acapulco, TMA = Trinchera Mesoamericana. Los triángulos de color café representan la ubicación de los volcanes activos.

Por otro lado, Pindell y Dewey (1982) sugieren una rotación progresiva cenozoica de oeste a este en sentido antihorario para el Bloque Chortis desde su posición cretácica. Su hipótesis es apoyada por la naturaleza diacrónica del magmatismo a lo largo de la costa meridional de México. Dicho desplazamiento lateral-izquierdo a gran escala es consistente con un mínimo de 1100 km de desplazamiento registrado en la estrecha depresión de Caimán hacia el este y cuyo movimiento relativo del Bloque Chortis, pudo ser el causante de una subducción plana de la placa oceánica de Farallón (Mann et al., 2007).

Aunque el modelo anterior es uno de los que más aceptación tiene, posee problemas al intentar explicar la naturaleza no deformada de los sedimentos cenozoicos del Golfo de Tehuantepec, por ello se plantean dos escenarios más que intentan explicar el origen y desplazamiento del Bloque Chortis. El segundo escenario ubica a Chortis relativamente cerca de su posición actual, hacia el suroeste para unirse a la parte posterior de la placa del Caribe en un movimiento NE en el Eoceno (Frisch et al., 1992; Meschede et al., 1998; James, 2006, 2007). El tercer escenario propone una localización OSO de su posición actual, en el océano Pacífico. Según Morán et al. (2009), la posición intrapacífica para el Bloque Chortis en el Paleógeno al sureste de su posición actual, resuelve algunos de los problemas que presenta el primer escenario. Sin embargo, no es consistente con los desplazamientos cenozoicos totales de la placa Caribe con respecto a Norteamérica y la trayectoria cretácica del Bloque Chortis (Morán-Zenteno et al., 2009).

Los diferentes escenarios sobre el movimiento relativo del Bloque Chortis y su procedencia, es fundamental para explicar la evolución tectónica del Sur de México y el Norte de Centroamérica; de donde, a partir de los posibles rasgos tectónicos, observaciones geológicas y firmas geoquímicas, se logra realizar una descripción que intenta explicar el estado actual del Bloque Chortis en la placa del Caribe y los diferentes rasgos geológicos y tectónicos que se originaron a partir

de su posible desplazamiento.

Cada uno de los modelos anteriormente mencionados, no permite explicar completamente el efecto de desplazamiento del Bloque Chortis sobre la subducción, el cambio de la geometría de la placa subducida, la variación del ángulo de buzamiento en el tiempo y su efecto sobre la migración del arco volcánico. Debido a la incertidumbre en la trayectoria que siguió el Bloque Chortis, su importancia en los modelos de reconstrucción de placas para Norteamérica y Caribe y el desconocimiento de cómo respondió la subducción al desplazamiento de este, la pregunta principal de investigación es: ¿Cuál es el efecto del movimiento del Bloque Chortis en la subducción de la placa Farallón-Cocos? a partir de la pregunta anterior surgen además los siguientes interrogantes: ¿cómo el desplazamiento cambió la geometría de la placa subducida?; es decir, ¿el Bloque Chortis durante su desplazamiento va originando subducción horizontal, o es todo lo contrario?, ¿o no tienen un efecto importante?, ¿cómo afecta el ángulo de subducción durante su desplazamiento y de qué manera?, ¿cómo afectó la migración del vulcanismo durante y después del paso del bloque?

Para resolver las anteriores preguntas de investigación se propone realizar modelado numérico, en el cual se estudiarán diferentes escenarios geodinámicos como los mencionados anteriormente mediante el paquete CitcomS en 3D+t, plateándose un modelo inicial antes de que el bloque inicié a moverse a partir de escenarios ya existentes. De esta manera, entender y cuantificar de manera físico-matemática cómo responde la subducción al deslizamiento del Bloque Chortis a lo largo de la trinchera Mexicana o su desplazamiento desde el Pacífico en cada paso tiempo numérico. Este estudio se decide realizar con la motivación de que hasta la fecha no se ha realizado un estudio numérico complejo que permita investigar el efecto del Bloque Chortis sobre la subducción dependiendo de los desplazamientos planteados en Pindell y Dewey (1982), Meschede et al. (1998), Rogers (2003), Keppie y Morán-Zenteno (2005), Morán et al. (2009), Gómez et al. (2008), entre otros.

Los anteriores estudios realizaron reconstrucciones de placas para Norteamérica y el Caribe proponiendo varios modelos sobre el origen y trayectoria de desplazamiento del Bloque Chortis. Sin embargo, ninguna de estas investigaciones incorporan un modelo numérico que permita entender las consecuencias de los hipotéticos desplazamientos del Bloque Chortis sobre la subducción en cada paso del tiempo numérico: el efecto sobre geometría de la placa subducida, la distribución del vulcanismo, entre otros. Estos diferentes estudios tectónicos, geológicos, geoquímicos, pueden brindar una idea de lo que probablemente sucedió en el pasado; sin embargo, mediante un estudio numérico sistemático se puede entender en detalle la evolución tectónica de la región a través de pasos de tiempo y espacio.

El estudio numérico sobre la evolución geodinámica de la zona de subducción mexicana como efecto del movimiento del Bloque Chortis, permitió entender en detalle a partir de escenarios geodinámicos planteados inicialmente, cómo su movimiento modificó en cada paso de tiempo y espacio la subducción, la geometría de la placa subductante, el tipo de subducción y el vulcanismo. Además, se pudieron analizar cómo las propiedades del manto, tales como capas de viscosidad y velocidad del flujo, modifican la placa subducida. En algunos casos, la interacción entre la placa subducida y las fuerzas de resistencia ejercidas por el manto, determinaba el tipo de subducción. Otros modelos mostraron que las fuerzas ejercidas por el manto no representaban tanta importancia en comparación con los efectos producidos por el movimiento de la trinchera. De los resultados obtenidos, se logró determinar cuál de los modelos anteriormente mencionados se ajustó mejor a las observaciones actuales, siendo un complemento muy útil para explicar la

evolución tectónica del Sur de México y Norte de Centroamérica.

En esta investigación se plantea como hipótesis que el tipo de trayectoria que siguió el Bloque Chortis modifica considerablemente el proceso de subducción de la placa Farallón-Cocos, generando diferentes consecuencias que se manifiestan en el cambio de la geometría de la placa subductante: ángulo de buzamiento y tipo de subducción (si es horizontal o no) y modificaciones importantes en la migración del arco volcánico. Los diferentes escenarios planteados anteriormente modifican e interactúan de diferente manera en la subducción, alejando o acercando los modelos numéricos a las observaciones actuales (comparación de los modelos con tomografías sísmicas).

Los objetivos de este estudio de investigación son:

- Estudiar numéricamente la evolución geodinámica de la zona de subducción surmexicana y de Centroamérica, mediante el uso de escenarios geodinámicos propuestos por publicaciones previas.
- Determinar cómo el movimiento del Bloque Chortis, dependiendo de las hipótesis anteriormente citadas, modifica la geometría de la placa subductante, el ángulo de buzamiento y la distribución de vulcanismo.
- Determinar mediante el modelado numérico, cuál de los escenarios propuestos por publicaciones previas se ajusta más a lo que se observa en la actualidad.

Para el desarrollo de este estudio se emplean herramientas especializadas en modelado numérico paralelizado disponible en el Laboratorio Nacional de Visualización Científica Avanzada (LAVIS). Los parámetros de entrada para el modelado, como la geometría de la placa subducida, la edad, la velocidad de la placa subducida y del Bloque de Chortis, los diferentes escenarios de la ubicación inicial de Chortis, la geometría de la trinchera, fueron basados en la información disponible en publicaciones científicas (Pindell y Dewey, 1982; DeMets y Traylen, 2000; Rogers, 2003; Keppiey Morán-Zenteno, 2005; Sdrolias y Müller 2006; Gómez et al., 2008; Morán et al., 2009; Boschman et al., 2014; Molina-Garza et al., 2019; Ratschbacher et al., 2018).

Para los modelos numéricos se usó el software CitcomS en coordenadas esféricas 3D+t (Eh Tan et al., 2014). Este software soluciona las ecuaciones de conservación de masa, momentum y energía de Navier-Stokes que permiten describir matemática y físicamente los diferentes procesos de subducción y convección en el manto. Los campos de velocidades que representan condiciones cinemáticas y la evolución de la trincheras para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis, dependiendo del tipo del modelo, fueron construidas mediante una modificación de la metodología de interpolación transfinita (Kopriva, 2009); para esto último se realizaron códigos en python, representando una nueva y alternativa forma al Gplates (www.Gplates.org) de obtener campos de velocidades de las placas y evoluciones de las trincheras en el tiempo.

Este estudio se centró en investigar el proceso de subducción desde los 45 Ma hasta el presente, debido a que numéricamente es un desafío lograr modelar largos periodos de tiempo (tiempo computacional). Se creó un modelo inicial de placa subducida y a partir de este se integró en el tiempo desde 45 Ma hasta el presente. Se incorporaron variaciones de viscosidad en el manto propuestas por Fukao et al. (2001), Torri y Yoshioka (2006), King (2016), Liu y Zhong (2016), Jenkins et al. (2017) y Mao y Zhong (2018), transiciones de fase a 410 y 660 km,

con sus respectivas pendientes de Clapeyron, estudiadas anteriormente en Christensen (1995), Torii y Yoshioka (2007), Billen (2008), Cizcova et al. (2012), Goes et al. (2017), Agrusta et al. (2017) y Moreno (2017) y se agregó el flujo del manto propuestos por estudios como los de Ficini et al. (2017) y Ficini et al. (2019).

La tesis está dividida en siete capítulos: el marco teórico en el que se abarca una descripción de la zona de estudio, una introducción matemática del problema de Navier-Stokes para problemas de convección en el manto y las principales fuerzas que actúan en el proceso de subducción. El capítulo de metodología está constituido de varias secciones que explica, el proceso de construcción numérica para el modelo del Pacífico, tradicional e In Situ. El capítulo de resultados está dividido en los modelos numéricos obtenidos para la hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ. En el capítulo de discusión se comparan los resultados con las tomografías sísmicas de la zona, se realiza un análisis de anisotropía sísmica y de distribución del vulcanismo. Finalmente, se presenta el capítulo de Conclusiones, la Bibliografía y los Anexos.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos

La evolución tectónica de la placa del Caribe junto con el posible origen y desplazamiento del Bloque Chortis representa una de las grandes incertidumbres con respecto a la evolución geodinámica del Sur de México y Norte de Centroamérica. Dichas incertidumbres han llevado a numerosos geocientíficos a proponer diferentes modelos que de acuerdo a estudios tectónicos, geológicos, paleogeográficos, geocronológicos y magnetotelúricos; tratan de explicar el posible origen del Bloque Chortis y su desplazamiento, incluyendo también una explicación para el origen y posición pasada de la placa del Caribe. El Bloque Chortis es un tema de gran debate al no ser claro si este es autóctono de la placa del Caribe o si en algún momento en el Cretácico, se desplazó desde una hipotética posición y fue capturado por la placa Caribe. Algunos modelos ubican al Bloque Chortis como parte de la placa de Norteamérica, cuyo movimiento se produjo a lo largo de la trinchera surmexicana y fue capturado finalmente por la placa del Caribe. Otros modelos ubican al Bloque Chortis en el Pacífico; donde el movimiento de la placa Farallón hacia el este generó como consecuencia, el desplazamiento del Bloque Chortis y finalmente, su captura por parte de la placa del Caribe. Un último conjunto de estudios, argumentan que el Bloque Chortis es autóctono de la placa del Caribe sin rotaciones a gran escala. Este capítulo tiene como objetivo exponer las características geológicas del Bloque Chortis, así como las diferentes hipótesis acerca de la posible posición en el Cretácico.

2.1. Marco geológico y tectónico

2.1.1. La geodinámica del Sur de México

El Sur de México representa gran importancia en el estudio del Bloque Chortis al existir algunos interrogantes sobre el truncamiento del margen surmexicano y el cambio de la geometría de la placa subducida (Fig. 2.1). Este está caracterizado por la Sierra Madre del Sur (SMS), la cual está conformada por un conjunto de rocas magmáticas cenozoicas que se extiende aproximadamente 1100 km paralelos a la trinchera surmexicana, desde Puerto Vallarta hasta Huatulco (Figs. 2.1 y 2.2) (Ferrari et al., 2014; Morán-Zenteno, et al., 2018).

En la SMS pueden distinguirse dos cinturones con tendencia ONO (Oeste Noroeste), consecuencia de una extensa actividad magmática desarrollada en un ambiente continental desde el Cretácico superior. Uno de los cinturones está formado por lava máfica, riolítica y una sucesión de ignimbritas silíceas, y el otro es un cinturón de tipo costero formado por batolitos graníticos-granodioríticos y cuerpos intrusivos gabrodioríticos (Ferrari et al., 2014). Otro de los cinturones es representado por La Faja Volcánica Transmexicana, que va desde la costa del Pacífico cerca de Puerto Vallarta hasta el Golfo de México y su origen data desde los 19 Ma hasta el presente.

El cinturón volcánico paralelo a la costa actual data desde los 80 Ma (millones de años) hasta los 29 Ma. (Fig. 2.2) (Keppie et al. 2009; Morán-Zenteno et al., 2018).

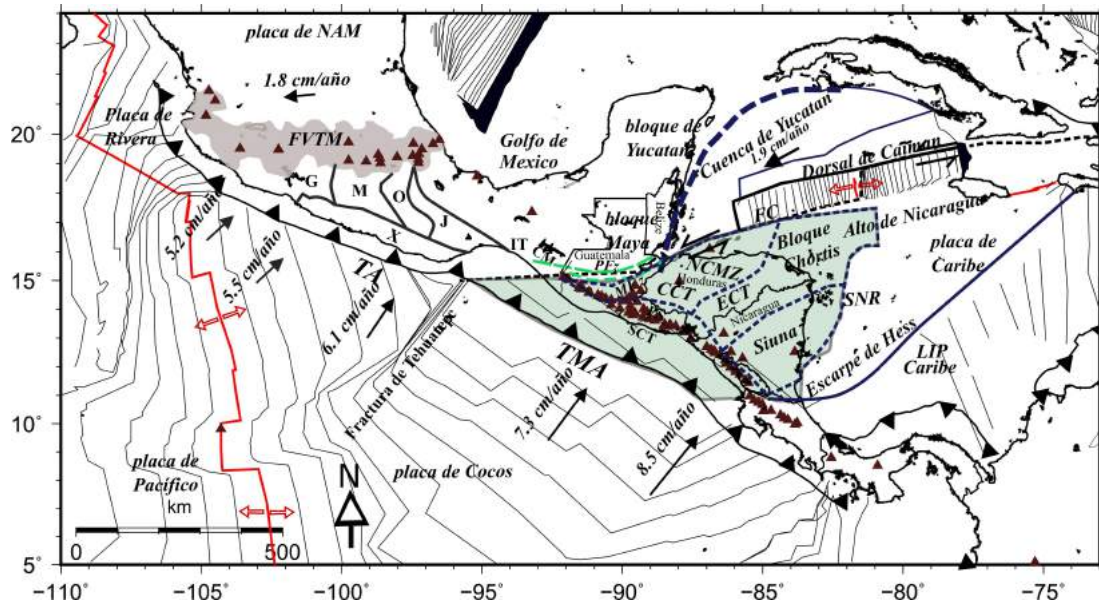


Figura 2.1: Mapa con los principales terrenos y las isocronas desde un tiempo de 40 Ma. La ubicación actual del Bloque Chortís se muestra como un área verde semitransparente. NCT = Terreno Chortís Nuclear, SCT = Terreno Chortís Sur, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, TA = Trincheras de Acapulco, SMS = Sierra Madre del sur, G = Terreno de Guerrero, M = Terreno Mixteco, J = Terreno Juárez, X = Terreno Xolapa, O = Terreno Oaxaca, ZF = Zona de Falla. Los triángulos en color café representan la ubicación de los volcanes activos. Las flechas muestran las direcciones y las tasas de convergencia de la placa de Cocos a lo largo de la Trincheras Mesoamericana (TMA). Modificada de DeMets et al. (2000), DeMets (2001) y Rogers et al. (2007).

En los estados de Jalisco, Puerto Vallarta y Manzanillo es posible encontrar rocas con edades entre 92 Ma y 70 Ma representada por flujos andesíticos e ignimbritas silíceas formado un cinturón con tendencia NNO. Hacia la costa entre Puerto Vallarta y Manzanillo, rocas intrusivas forman un gran batolito y en el este de Zihuatanejo existen registros de sucesión de capas rojas volcánicas, conglomerados y tobas silíceas; de donde las edades de Ar-AR de rocas de lava y edades de circones detrítico de arenisca muestran que la sucesión volcánico-sedimentaria es contemporánea de cierta manera con las rocas intrusivas y volcánicas de Jalisco (Ferrari et al., 2014). Rocas intrusivas son expuestas en el centro de Guerrero en un cinturón de orientación Norte Noreste mientras que hacia Zihuatanejo es posible encontrar intrusiones graníticas a gabroicas con flujos volcánicos a basálticos emplazados en el episodio anteriormente descrito, en un cinturón con Tendencia ONO de edades que comprenden entre 70 Ma y 48 Ma (Fig. 2.2) (Ortega-Gutiérrez, 1980; Meza-Figueroa et al., 2003; Ducea et al., 2004b; Levresse et al., 2004; Cerca et al., 2007; Ferrari et al., 2014).

Batolitos graníticos-granodioríticos y flujos de lava andesíticos a riolíticos en cantidades considerables y de gran tamaño son expuestos en Zihuatanejo, Huatemo y Acapulco con edades entre 48 Ma y 34 Ma; en este mismo intervalo de edad es posible identificar actividad magmática que se extendió en la parte Central de la SMS (Fig. 2.2). Rocas volcánicas silíceas con menos diques máficos y lavas emplazadas son registradas en Huatemo y Oaxaca; batolitos costeros graníticos-granodioríticos están expuestos desde Atoyac hasta Huatulco con edades entre 34 Ma y 23 Ma, distribuidas en el centro y Sureste de la provincia de la SMS.

En la parte más oriental de la SMS en el Este y Norte de Oaxaca es posible identificar actividad ígnea perteneciente al Mioceno temprano y hacia el Norte de la SMS, el inicio de la formación de la Faja Volcánica Transmexicana (Figs. 2.1 y 2.2) (Ortega-Gutiérrez, 1981; Kerppe et al., 2003; Solari et al., 2003; Iriondo et al., 2004; Dávalos-Álvarez et al., 2007; Ferrari et al., 2014). Durante el Eoceno-Oligoceno se extinguió el magmatismo en la Sierra Madre del Sur y reapareció en la Faja Volcánica Transmexicana producto de un cambio en el ángulo de subducción de la placa Cocos.

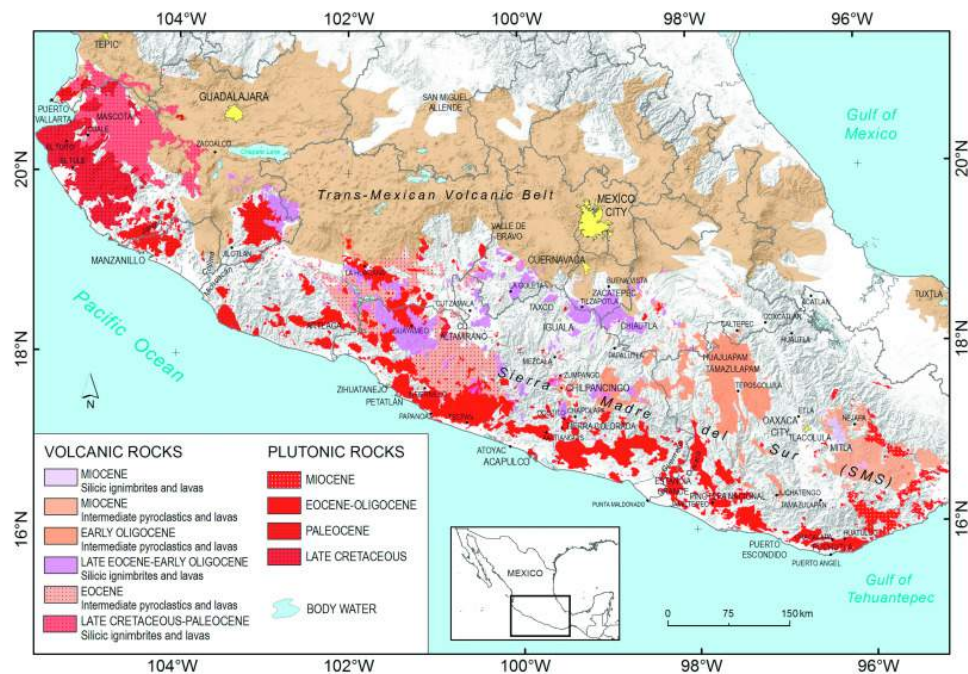


Figura 2.2: Mapa geológico del Sur de México donde es posible observar rocas magmáticas del Cretácico tardío al Mioceno y la Faja Volcánica Transmexicana del Mioceno-Cuaternario. Tomada de Morán-Zenteno et al. (2018).

El basamento de la Sierra Madre del Sur está constituido por los siguientes terrenos tectonoestratigráficos de edad del Precámbrico al Mesozoico. El terreno Oaxaqueño está caracterizado por unidades metamórficas de facies granulíticas que pueden ser encontradas en el centro y el oriente de Oaxaca y que pertenecen al Proterozoico medio. El terreno Mixteco es un complejo del Paleozoico conformado por un conjunto polimetamórfico de eclogitas y que se encuentra en el Sur de Puebla, Oeste de Oaxaca y el Este de Guerrero. En este terreno es posible identificar el complejo Acatlán, cuyos sedimentos contienen la sucesión más completa de rocas metamórficas, magmáticas y sedimentarias del Sur de México (Talavera-Mendoza et al., 2005; Morán-Zenteno et al., 2018).

El terreno Guerrero se encuentra al oeste de México y está caracterizado por una corteza mesozoica principalmente ígnea de arcos marinos del Jurásico medio-Cretácico inferior, acrecionada al continente en el Cretácico temprano, cuyas sucesiones volcánicas son principalmente basálticas, diques, flujos de lava de riolíticos y rocas intrusivas de graníticas a gabroicas. En este, es posible encontrar el complejo Arteaga como parte del Abanico Potosí, depositado sobre una corteza continental marginal de Pangea. Sobre este complejo se desarrollaron los conjuntos de arcos del Jurásico medio-Cretácico inferior del terreno Guerrero (Fig. 2.1) (Centeno-García et al., 1993, 2008; Dickinson y Lawton 2001; Martini et al., 2014; Morán-Zenteno et al., 2018).

El terreno Juárez está constituido por rocas de arco volcánico y oceánico del Jurásico y Cretácico. Es posible identificar serpentinitas, leucogranitos, migmatitas, metalavas y sedimentos vulcanogénico (Fig. 2.1). El terreno Juárez es principalmente definido por una secuencia de anfibolitas y serpentinas con protolitos ígneos volcánicos y subvolcánicos y filitas-esquistos que presentan un metamorfismo de bajo grado y una gran deformación (Pérez-Gutiérrez et al., 2009). Resultados petrológicos y estructurales del estudio de Pérez-Gutiérrez et al. (2009) sugieren el desarrollo de un vulcanismo básico en un ambiente de cuenca oceánico influenciado por el proceso de subducción en el Cretácico Superior .

El terreno Xolapa es un conjunto de rocas que ha sido interpretado de diferentes formas: traslación de terrenos, truncamiento del margen con erosión por subducción, acreción de terrenos, metamorfismo de alto grado y migmatización (Fig. 2.1). Algunos autores como Campa y Coney (1983), Dickinson y Lawton (2001) y Corona et al. (2006), proponen un origen alóctono basado en la comparación de litología, deformación y evolución térmica con respecto a terrenos cercanos, mientras que, autores como Riller et al. (1992), Herrmann et al. (1994), Morán et al. (1996), Ducea et al. (2004), proponen que es un terreno autóctono a partir de estudios geocronológicos y deformación de rocas metaplutónicas (Fig. 2.1).

Según Campa y Coney (1983), Dickinson y Lawton (2001) y Corona et al. (2006), Xolapa representa el inicio de arcos magmáticos continentales pertenecientes a edades jurásica, cretácica y paleógena; estos arcos experimentaron un metamorfismo y migración en el Cretácico-Paleógeno y una rápida exhumación durante la época Neógena. El terreno Xolapa está conformado por basamentos de rocas metaplutónicas de edad mesoproterozoica y paleozoica, rocas metasedimentarias de origen desconocido y arcos continentales metaplutónicos del Jurásico-Cretácico. A su vez es posible encontrar plutones no deformados de graníticos a dioríticos de edad Oligoceno-Mioceno, diques doleríticos estrechos cuya edad y origen son desconocidos y sedimentos del Mioceno al Cuaternario acumulados cerca de la trinchera de Acapulco (Campa y Coney, 1983; Herrmann et al., 1994; Ducea et al., 2004; Corona et al., 2006; Pérez et al., 2009; Talavera-Mendoza et al., 2013). Este terreno es de gran importancia, ya que su evolución pudo estar ligada a la evolución del Bloque Chortis, la conexión del Sur de México y el movimiento de la placa del Caribe (Talavera-Mendoza et al., 2013).

El Sur de México está tectónicamente relacionado con la orogenia Laramide, caracterizada hacia el Cretácico tardío por un evento de acortamiento con vergencia predominante hacia el oriente. Este acortamiento, según algunos estudios, inicia en el terreno Guerrero y se propagan hacia el oriente desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno, como consecuencia de la disminución del ángulo de la placa subducida, debido al incremento en la velocidad de convergencia de la placa de Norteamérica y la placa oceánica de Farallón (Morán-Zenteno et al., 2007). La convergencia oblicua y el retroceso de la placa de Farallón durante el Oligoceno-Mioceno pudieron generar la migración de edades magmáticas y la formación y propagación de fallas de Este a Oeste de deslizamiento lateral izquierdo (Morán-Zenteno et al., 2005; Solari et al., 2007). Durante el Eoceno se reconocen fallas laterales izquierdas de orientación NO-SE y E-O en Zihuatanejo y Puerto Escondido y en la región de Huatulco se reconoce fallamiento lateral izquierdo en fallas E-O del Oligoceno (Morán-Zenteno et al., 2005).

Hacia el Sur de la Sierra Madre se ha reconocido un truncamiento de la corteza continental desde Puerto Vallarta hasta Tehuantepec de aproximadamente 100 km de ancho con la exhumación de batolitos del Cretácico superior al Paleógeno, migración del magmatismo hacia el SE

y la formación de una falla de tipo lateral izquierdo (Morán-Zenteno et al., 2005; Morán-Zenteno et al., 2018). La formación de esta falla, la exhumación y el truncamiento del Sur de México han sido relacionados con el paso del Bloque Chortis a lo largo de la trinchera surmexicana (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barrett, 1999; Pindell, 1994; Mann, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Rogers, 2003; Rogers et al., 2007; Mann et al., 2007; Ratschbacher et al., 2009; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009; Talavera-Mendoza et al., 2013; Ferrari et al., 2014; Boschman et al. al., 2014; Molina-Garza et al., 2012, 2019). Sin embargo, otros estudios han planteado que son consecuencia de una intensa erosión por subducción (Morán-Zenteno et al., 2005; Morán-Zenteno et al., 2008; Morán-Zenteno et al., 2007, Keppie, 2014; Morán-Zenteno et al., 2018).

2.1.2. Subducción de las placas Farallón y Cocos

Aunque en las últimas dos décadas varios estudios permitieron avanzar en el conocimiento de la evolución geodinámica del sur de México (Burov et al., 2001; Zhong, 2001; Cizcová et al., 2002; Gerya y Yuen, 2003; Billen et al., 2003; Manea et al., 2004; Torii y Yoshioka, 2007; Boris et al., 2009; Jadamec y Billen, 2010; Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013; Burov y Gerya, 2014; Zahirovic et al., 2016; Manea et al., 2019), aún existe una deficiencia en los estudios de modelado numérico que nos permita comprender la evolución geodinámica del suroeste de México.

Aquí, la evolución más controvertida se refiere al Bloque Chortis, un trozo de litosfera continental ubicado en la parte noreste de la actual placa del Caribe donde toda la parte occidental de México y Centroamérica fue influenciada por la subducción de la placa Farallón y posteriormente por la subducción de las placas Cocos y Rivera. La interacción entre las placas de Norteamérica y del Caribe se concentra a lo largo del estrecho sistema de fallas Polochic-Motagua, un límite de tipo transcurrente que consiste en una alternancia de zonas de transtensión y transpresión (Fig. 2.3) (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Rogers, 2003; Rogers et al., 2007).

En los últimos 45 Ma, las placas Farallón y Cocos sufrieron diferentes cambios en su geometría de subducción, provocando cambios significativos en la ubicación de los arcos volcánicos de México y Centroamérica. En el Triásico medio-tardío la subducción de la placa oceánica debajo del margen occidental de Norteamérica inició como consecuencia de una extensión intracontinental asociada al rompimiento de Pangea. Dicho escenario representó la subducción de las placas oceánicas Farallón y Kula debajo del continente norteamericano y formó un punto triple con la placa del Pacífico. Hace aproximadamente 30 Ma-28 Ma, la placa Farallón que se subducía debajo de la placa de Norteamérica se fragmentó, reduciéndose en las placas menores de Juan de Fuca, Rivera y Cocos (Bunge y Grand, 2002).

Actualmente la subducción de las placas de Cocos y Rivera junto con la subducción de la placa de Farallón, produjeron deformación intraplaca significativa y un conjunto de arcos volcánicos en México y Centroamérica. Aunque la subducción fue activa desde el Permo-Triásico al occidente de la placa de Norteamérica y desde el Cretácico superior en el límite occidental de la placa del Caribe, el sistema de subducción actual a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TMA) se desarrolló solo en el Neógeno. Durante los últimos 20 Ma se generaron cambios en la TMA como consecuencia de modificaciones significativas en la geometría de la placa oceánica de donde este proceso dinámico quedó reflejado en la configuración y distribución de los arcos volcánicos (Manea et al., 2013; Moreno, 2017).

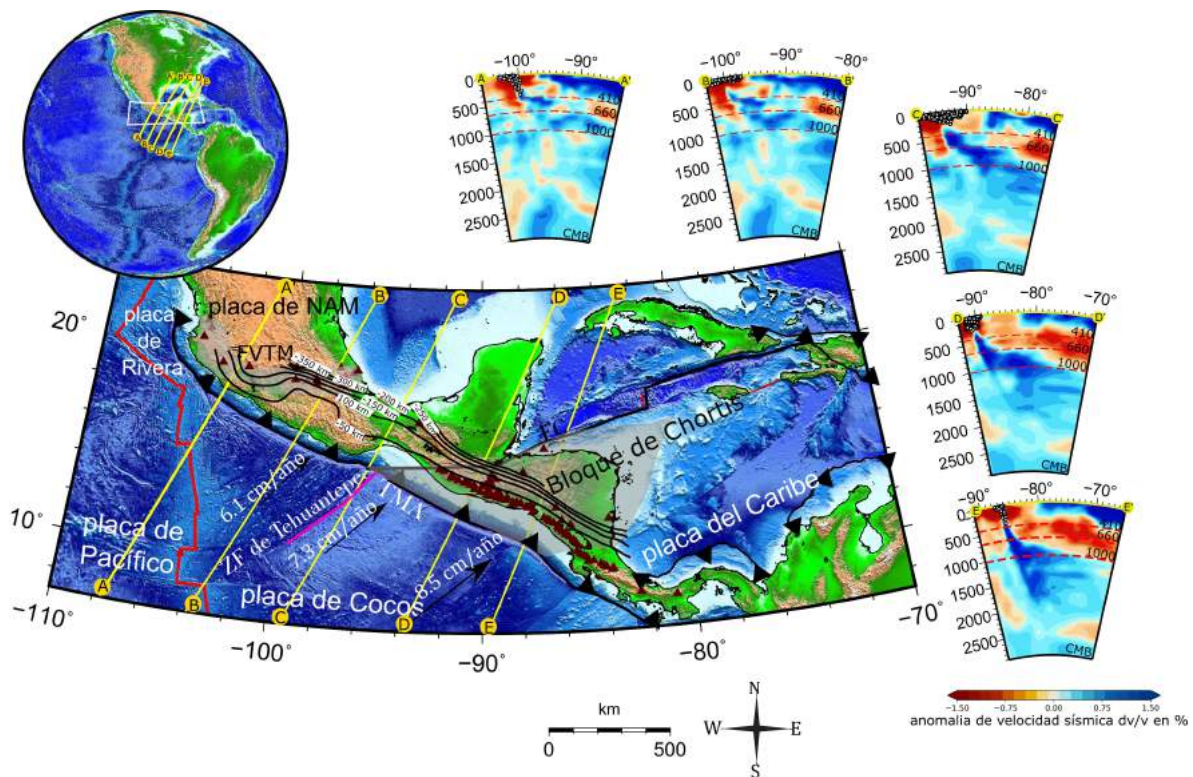


Figura 2.3: Mapa con las principales características tectónicas específicas del norte de Centroamérica y Sur de México. Los triángulos café representan la ubicación de los volcanes activos. Las flechas negras muestran las tasas de convergencia de la placa de Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TMA), tomada de DeMets et al. (2001). Las líneas amarillas representan secciones transversales donde mostramos imágenes de tomografía sísmica de NAM - Placa de Norteamérica, EPR - Dorsar del Pacífico Este, FSPM - Sistema de fallas Polochic-Montagua. Las geometrías contrastantes de la placa a lo largo de la trinchera de Mesoamérica: una placa estancada en la zona de transición a lo largo de los perfiles A-A', B-B', C-C', D-D' y una placa normal que penetra en el manto inferior debajo del Bloque Chortis (perfil E-E'). Las imágenes de tomografía sísmica se basan en el modelo de onda P global GAP_P4 de Obayashi et al. (2013). CMB = límite del manto-núcleo. El mapa cuenta con la isoprofundidad de la placa Cocos a partir del modelo slab 2.0, esto datos fueron adquiridos de USGS (<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.ph>). Modificada de DeMets et al. (2000), DeMets (2001) y Rogers et al. (2007).

La convergencia de las placas de Rivera y Cocos varía gradualmente a lo largo de la TMA, donde sus tasas de convergencia actuales aumentan hacia el sur de ~ 2 cm/año en el norte a ~ 10.5 cm/año en el sur (Sdrolias y Müller, 2006). En México, la placa Cocos se subduce actualmente a $\sim 5 - 9$ cm/año, mientras que la trinchera se retira a una velocidad de $\sim 0.5 - 1$ cm/año (en un marco de referencia de hotspot) (Sdrolias y Müller, 2006). En Centroamérica, la trinchera avanza a una velocidad superior a ~ 2.2 cm/año, tomando el hotspot Indo-atlántico como marco de referencia (Schellart et al., 2007, 2008). Las tasas de convergencia más rápidas se experimentaron en el Cenozoico temprano, asociadas con la subducción de la placa de Farallón, cuando la tasa de convergencia había alcanzado un máximo de ~ 18.5 cm/año en el norte y ~ 16 cm/año en el sur (Sdrolias y Müller, 2006).

La mayor parte del movimiento durante este período es perpendicular a la trinchera (Sdrolias y Müller, 2006) con una tasa de convergencia promedio de ~ 7 cm/año. Actualmente, la geometría de la placa en México y Centroamérica muestra fuertes variaciones a lo largo de la trinchera. Según Pardo y Suárez (1995), la sismicidad en el Istmo de Tehuantepec define una zona de Waddati-Benioff con un ángulo de $\sim 30^\circ$. Hacia el Oeste el ángulo disminuye a $\sim 25^\circ$

y en Guerrero y Oaxaca la placa se vuelve subhorizontal a una distancia de 110-275 km de la trinchera y 50 km de profundidad (Fig. 2.3).

Estos cambios de la geometría de la placa pudieron ser analizados gracias al proyecto MesoAmerican Subduction Experiment (MASE), implementado entre el 2005 y 2007. MASE contó con un arreglo de 100 estaciones de banda ancha representando una matriz que iba desde la costa del Pacífico en Acapulco, pasando por la Ciudad de México hasta cerca del Norte del Golfo de México (Pérez-Campos et al., 2008). En este experimento, las funciones receptor y la tomografía de velocidad sísmica mostraron subducción horizontal de Cocos en la región de Guerrero antes de pasar a una inclinación mucho más pronunciada de 76° en el margen sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y truncada a una profundidad de 570 km en el manto (Pérez-Campos et al. 2008; Husker y Davis, 2009; Pérez-Campos y Clayton, 2013). Esta subducción plana en el centro de México provocó una rápida migración del vulcanismo hacia el interior del país a mediados del Mioceno y alcanzó su punto máximo entre $\sim 12 - 15$ Ma, cuando comenzó a migrar de regreso a la TMA (Ferrari et al., 2012, Manea et al., 2013).

Hacia Centroamérica, la placa de Cocos aumenta ligeramente su buzamiento a $\sim 45^\circ$ por debajo del borde norte del arco volcánico centroamericano (Fig. 2.3) y entre Costa Rica y Panamá, la ausencia de una zona de Wadati-Benioff sugiere la existencia de una ventana de placa, la cual según Johnston y Thorkelson (1997) inició entre 6 y 10 Ma y se formó por la interacción del punto triple de las placas Cocos-Nazca-Caribe (Manea et al., 2013).

Con respecto a la edad de la placa subducida, la zona de subducción centroamericana está caracterizada por una subducción relativamente joven de litosfera oceánica que no excede los ~ 60 Ma. Para el Cenozoico temprano, la subducción de litosfera oceánica se encuentra en un rango entre ~ 25 Ma a ~ 60 Ma y se formó durante la extensión del Pacífico-Farallón. En la actualidad, la edad de la placa que subduce se incrementa gradualmente de ~ 10 Ma al oeste de México a ~ 15 Ma en el centro. En la trinchera varía entre de 9-10 Ma, iniciando en la placa de Rivera hasta aumentar a ~ 25 Ma en la cuenca de Guatemala. La dorsal activa del Pacífico-Cocos intersecta la zona de subducción a los 18° de latitud y la dorsal de Cocos-Nazca intersecta la trinchera a la latitud de 7° a ~ 30 Ma. La edad de la trinchera Mesoamericana disminuye a medida que los límites Cocos-Nazca y Cocos-Pacífico y la corteza recién formada migran hacia la trinchera de América Central (Fig. 2.3) (Sdrolias y Müller, 2006; Moreno, 2017).

2.1.3. El Bloque Chortis

El Bloque Chortis conforma la parte noroeste de la actual placa del Caribe, la cual está compuesta por corteza de diferente naturaleza como corteza de tipo continental, corteza oceánica, de meseta oceánica y corteza de arco. Rogers (2003) define el Bloque Chortis como un bloque de edad precámbrico-paleozoico que hace parte del norte de la litósfera continental de la placa Caribe (Fig. 2.1). El bloque está delimitado al Norte, por fallas de tipo lateral-izquierdo que representan el límite actual entre las placas Norteamérica-Caribe. En el suroeste se encuentra la zona de subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Caribe que junto con la interacción de la antecesora placa Farallón genera como consecuencia la trinchera Mesoamericana, el actual arco volcánico y una cuenca de antearco. Finalmente, la parte oriental del Bloque Chortis está compuesto por el levantamiento sureste de Nicaragua (DeMets et al., 2000; Rogers, 2003).

El borde norte del Bloque Chortis y el Bloque Maya ubicado en el Sur de Guatemala, se unen

gracias a el sistema de fallas de deslizamiento lateral izquierdo Polochic-Motagua (Fig. 2.4). Donnelly et al. (1990) y Burkart (1994) documentan una orogenia de colisión en el Cretácico, entre el Bloque Chortis y el Bloque Maya, que emplaza ofiolitas a lo largo del borde norte de la falla Motagua y produce como consecuencia, un acortamiento Norte-Sur de los estratos precezoicos en el este de Guatemala y Belice (Rogers, 2003). En la reconstrucción de la colisión en el Cretácico tardío, en la zona de sutura de Motagua, se incorpora el movimiento de 1100 km del Eoceno tardío, el cual fue de tipo lateral izquierdo y que es documentado por la apertura de la fosa de Caimán (Rogers, 2003). A continuación, se expondrán los diferentes basamentos, terrenos y algunas características de importancia en el estudio del Bloque Chortis.

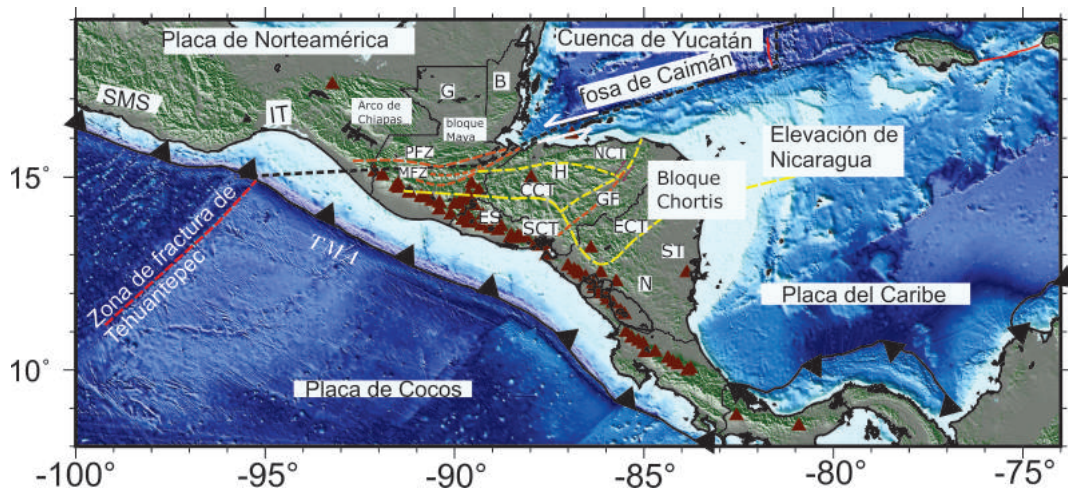


Figura 2.4: Ubicación del Bloque Chortis con los principales terrenos definidos por Rogers (2003). B= Belize; CCT= Terreno Central de Chortis; ECT= Terreno del suroeste de Chortis; ES = El Salvador; H = Honduras; G= Guatemala; ZF = Zona de Falla Polochic-Motagua; IT= Istm de Tehuantepec; TMA=Trinchera Mesoamericana; NCT = Terreno del Este de Chortis; SCT = Terreno Chortis Sur; SMS = Sierra Madre del sur; ST = Terreno Siuna. Los triángulos en color café representan la ubicación de los volcanes activos. Modificada de Rogers (2003) y Rogers et al. (2007).

Chortis del Norte y Chortis Central

Los estudios geológicos y radiométricos muestran que los terrenos del Centro y del Norte de Chortis están caracterizados por basamentos de edad grenvilliana a paleozoica, compuesta por filitas, esquisto, gneises y ortogneises en el grado de los esquistos verdes a la anfibiólita. El terreno de Chortis Central contiene gradientes magnéticos alineados con una tendencia Oeste-Noroeste a lo largo del centro de Honduras, los cuales son paralelos al cinturón de basamento deformado y estratos del Cretácico (Fig. 2.4).

El basamento fechado más antiguo de la edad de Grenville se ha encontrado en varias áreas de la corteza paleozoica conocida en el centro y Norte de Honduras; el gneis del paleozoico y el basamento de esquisto están cubiertos por cuencas clásticas y carbonatadas del Cretácico. Los afloramientos alargados en los que se encuentran cuencas de intraarco de edad albiana a la edad aptiana provocan la deformación de los estratos suprayacentes del Cretácico al plegarse y empujarse contra los afloramientos y la inversión de las cuencas (Rogers 2003; Rogers et al., 2007).

La costa del Caribe de Honduras presenta un patrón de dirección Este-Oeste de cinturones

de rocas de edades paleozoicas a terciarias, intruidas por plutones del Cretácico superior y el Paleógeno. Estudios de refracción sísmica muestran que los terrenos están sobre una corteza continental de 45 km (Case et al., 1984; Donnelly et al., 1990; Manton 1996; Manton y Manton, 1999; Nelson et al., 1997; Rogers, 2003; Álvarez, 2009).

Chortis Oriental

El basamento del terreno Chortis Oriental al sureste del sistema de fallas Guayape (Fig. 2.4), está conformado por rocas sedimentarias y metasedimentarias jurásicas y la corteza continental adelgazada tiene un espesor de 30-35 km. En el Valle de Jamastran hacia el suroeste, al final de la falla Guayape, se pueden identificar la transición de areniscas y lutitas de la formación de Agua Fría a filitas y cuarcitas de facies de esquistos verdes. Al este de la falla de Guayape, a lo largo del río Patuca, se puede distinguir el aumento de las rocas metasedimentarias con grado metamórfico (Case et al., 1990; Gordon, 1993; Viland et al., 1996; Rogers, 2003).

Chortis del Sur

El Bloque Chortis del Sur (Fig. 2.4) está delimitado por el escarpe de Hess y está cubierto por estratos piroclásticos del Mioceno medio de 2 km, de donde, sólo se conoce una anfibolita metavolcánica mapeada por Markey (1995). Este terreno no tiene registros de basamentos Pre-Paleozoico y se interpreta como un arco insular acrecido, de naturaleza similar a partes del terreno compuesto por el arco insular de Guerrero, que bordea el basamento continental del oeste de México hacia el noreste (Rogers et al., 2007; Boschman et al., 2014).

Terreno Siuna

En el terreno Siuna (Fig. 2.4), se exponen serpentinita y acumulaciones ultramáficas que exhiben características isotópicas de corteza oceánica, lo cual es consistente con arco de islas oceánicas del Cretácico temprano desarrollado en un basamento oceánico, acrecentado del terreno Chortis Oriental en el Cretácico superior. En el terreno Siuna es posible identificar andesita de piroxeno que incluyen basaltos almohadillados y material piroclástico. Los estratos de tipo sedimentario intercalados con la andesita están compuestos por lutitas calcáreas, areniscas y toba con calizas con fauna marina de poca profundidad (Venable, 1994; Rogers, 2003). Existe una relación entre el cinturón de Colón en el Este de Honduras y la elevación del Norte de Nicaragua, el cual se desarrolló como consecuencia a la sutura del terreno Siuna al terreno Chortis Oriental en el Cretácico tardío (Venable, 1994; Roger et al., 2007). Rogers et al. (2007) relaciona el cinturón plegado de Colón del terreno de Chortis Oriental y el arco insular del terreno de Siuna con una deformación en la colisión arco-continente entre el arco Guerrero-Caribe y el margen continental del Bloque Chortis del Sur.

Zona de falla Polochic-Motagua

El sistema de fallas Polochic-Motagua (Figs. 2.1 y 2.4) es un límite de transformación lateral izquierdo que se extiende desde el Oeste de Guatemala hasta la zona de subducción de las Antillas Menores y crea el límite activo actual de la placa del Caribe y la placa de Norteamérica. La parte occidental del límite de la placa del Caribe está conformado por un sistema de fallas de rumbo arqueado en el centro de Guatemala y la fosa de Caimán, separando el bloque de Yucatán y el Bloque Chortis. En esta zona se pueden identificar complejos metamórficos y volcánicos en cinturones de tendencia Oeste-Este (Alvárez, 2009).

Estudios como los de Burkart (1978), Schwartz et al. (1979), Burkart (1985), Guzman-Speziale et al. (1989) y White (1985), muestran de acuerdo con la actividad sísmica y geomorfología, deslizamiento durante el Cuaternario. Aún no es claro el movimiento total y el tiempo durante el cual se produjo deslizamiento, existiendo hipótesis como las de Erdlac y Anderson (1982) y Anderson et al. (1985) que interpretan la falla Polochic, como una falla de deslizamiento pre-Turoniano con poco movimiento durante el pos-Cretácico e hipótesis como las de Burkart (1978, 1983) y Deaton y Burkart (1984) que proponen un movimiento sinistral después del Mioceno medio y finaliza antes del Plioceno, con un desplazamiento total de 130 km (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). Aunque se supone que la apertura de la fosa de Caimán debió estar acompañado por el deslizamiento sinistral a lo largo del sistema de fallas Polochic y Motagua durante el Paleógeno, aún esto es motivo de debate (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; James, 2007; Rodríguez et al., 2009; Demets, 2011; Ellis et al., 2019; Styron et al., 2020).

2.1.4. Fosa de Caimán

Se formó como una separación en el centro de expansión de Caimán Medio, siendo una cuenca oceánica de 1100 km generada entre los 49 Ma y el presente. El movimiento de la placa de Norteamérica, la placa del Caribe y el Bloque Chortis pudo ser registrada por la expansión de esta cuenca, al observar las anomalías magnéticas marinas y las zonas de fractura generadas por la expansión del fondo marino (Fig. 2.1). El registro de las anomalías magnéticas mostraron que la velocidad de expansión no fue constante a lo largo del tiempo, comenzando con un movimiento rápido entre los 49 Ma y 26 Ma y desacelerándose entre los 26 Ma a 20 Ma. Finalmente, la velocidad de expansión se mantuvo constante a un tasa de propagación lenta entre los 20 Ma y 0 Ma (Mann, 1999; Mann et al., 2007). Leroy et al. (2000) proponen una edad del Eoceno temprano (49 Ma) para la apertura de la depresión del Caimán a partir de reconstrucciones de placas tectónicas que se ajusta a la geología terrestre de Jamaica y Cuba, concordando con lo que se propone por Mann (1999). La expansión máxima fue entre los 26 Ma y 20 Ma aumentando su ancho en 30 km aproximadamente y con una velocidad de expansión un poco lenta de 0.7-1.0 cm/año y cuya apertura está relacionada a la dinámica de convergencia entre las placas de Norteamérica, Suramérica y Caribe.

La apertura de la depresión del Caimán es acompañada por el movimiento del Bloque de Yucatán y el cambio del movimiento hacia el este de la placa del Caribe. En este caso, la corteza de la placa del Caribe cambia de orientación en el límite norte de un límite transformante de tendencia Noreste a un límite con tendencia Este, permitiendo la incorporación de Cuba a la placa de Norteamérica y la acomodación del Bloque Chortis en la placa del Caribe (Pindell et al., 1988; Ross y Scotese, 1988; Morán-Zenteno et al., 2018). Diferentes estudios muestran que las fallas transformantes existentes en la zona de falla de Motagua con tendencia Este y la trinchera de Acapulco con tendencia Oeste-Noroeste representan el movimiento y acomodación de la placa del Caribe, convirtiéndose en el límite entre la placa del Caribe y la placa de Norteamérica. Si se aplica un desplazamiento a lo largo de la falla Motagua y a la apertura de la depresión de Caimán de ~ 1100 km es posible restablecer el Bloque Chortis en el Sur de México durante el Eoceno (Pindell et al., 1988; Ross y Scotese, 1988; Keppie y Morán-Zenteno et al., 2005).

Los estudios de James (2006) sugieren que la mayor parte del desplazamiento antes del Mioceno del sistema Caimán-Motagua-Polochic (900 km) pudo haber ocurrido durante el Jurásico al Cretácico temprano, de donde la zona de la falla Motagua no representa una sutura de la conti-

nuación occidental de la depresión del Caimán sino un desplazamiento sinistral que yuxtapone el Bloque Chortis y el Bloque Maya sin ser separados por corteza de tipo oceánico (Morán-Zenteno et al., 2009). Los estudios de Leroy et al. (2000) indican que hacia el Mesozoico, el Norte de la placa del Caribe estaba en Cuba, siendo poco probable que la Fosa de Caimán y la falla Motagua pudieran describir una ruptura conjunta.

Benford et al. (2011) y Boschman et al. (2014) proponen que la apertura de la fosa de Caimán no registra solamente el movimiento del Bloque Chortis y el reacomodamiento de la placa del Caribe, sino el movimiento del segmento cubano y Gonave. El segmento cubano se movía con respecto a la placa de Norteamérica, siendo la mitad de la parte oriental de la depresión del Caimán, parte del bloque Gonave que se mueve ligeramente junto con la placa del Caribe.

Keppie y Morán-Zenteno (2005) proponen que la fosa de Caimán acompaña el movimiento del desplazamiento del Bloque Chortis siempre y cuando el bloque provenga del Pacífico. En este caso, se acomodan 1100 km de desplazamiento y 200 km de deformación intraplaca en la placa del Caribe, con respecto al movimiento de la placa de Norteamérica. Keppie y Morán-Zenteno (2005) usan como punto de partida para las restauraciones, la intersección de la proyección suroeste de las fallas de deslizamiento de rumbo de Caimán y la trinchera Mesoamericana. Este tipo de planteamiento soluciona la problemática de las secuencias sedimentarias no deformadas en Tehuantepec, la extinción del magmatismo de arco y la deformación tectónica en el suroeste de México (Morán-Zenteno et al., 2009).

En el trabajo de Keppie y Morán-Zenteno (2005), aunque logran ubicar el Bloque Chortis de acuerdo con el movimiento de apertura de 1100 km de la fosa de Caimán y explicar los sedimentos no deformados en el Istmo de Tehuantepec, la remoción de arco en el sur de México por una intensa erosión no representa una solución viable. En Morán-Zenteno et al. (2018) se propone que el movimiento de expansión de la fosa de Caimán colocaría el punto triple entre la placa de Farallón-Norteamérica y Chortis cerca de Manzanillo a través del uso de las reconstrucciones planteadas en Leroy et al. (2000). Sin embargo, si se le restan 200 km a el acortamiento registrado en Chiapas y la extensión del Bloque Chortis, la unión triple podría haber estado cerca de Zihuatanejo a los 49 Ma que es coincidente con la propuesta de Rogers et al. (2007) (Morán-Zenteno et al., 2018).

Las hipótesis que más se aproximan al movimiento registrado en la depresión del Caimán en conjunto con la unión de la Falla Polochic-Motagua, la trinchera Mesoamericana y su dependencia al desplazamiento del Bloque Chortis, son la hipótesis tradicional y del Pacífico. La hipótesis In Situ, no es consistente con el movimiento sincronizado entre la apertura de la fosa de Caimán y el desplazamiento del Bloque Chortis; debido a que no se propone continuidad entre la falla Motagua y la apertura de la depresión del Caimán (Morán-Zenteno et al., 2009).

2.1.5. Revisión acerca de la evolución del Bloque Chortis

El Bloque Chortis proveniente del Sur de México

Diferentes escenarios de evolución tectónica en la región del sur de México y Centroamérica, intentan explicar la posible paleoposición y evolución del Bloque Chortis desde el Cretácico. Se pueden agrupar en tres grupos genéricos principales. El primer grupo de modelos, los llamados convencionales, ubican el Bloque Chortis en el sur de México (Fig. 2.5) (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barrett, 1999; Pindell, 1994; Mann, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Rogers, 2003;

Rogers et al., 2007; Mann et al., 2007; Ratschbacher et al., 2009; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009; Talavera-Mendoza et al., 2013; Ferrari et al., 2014; Boschman et al., 2014; Molina-Garza et al., 2015; Molina-Garza et al., 2019).

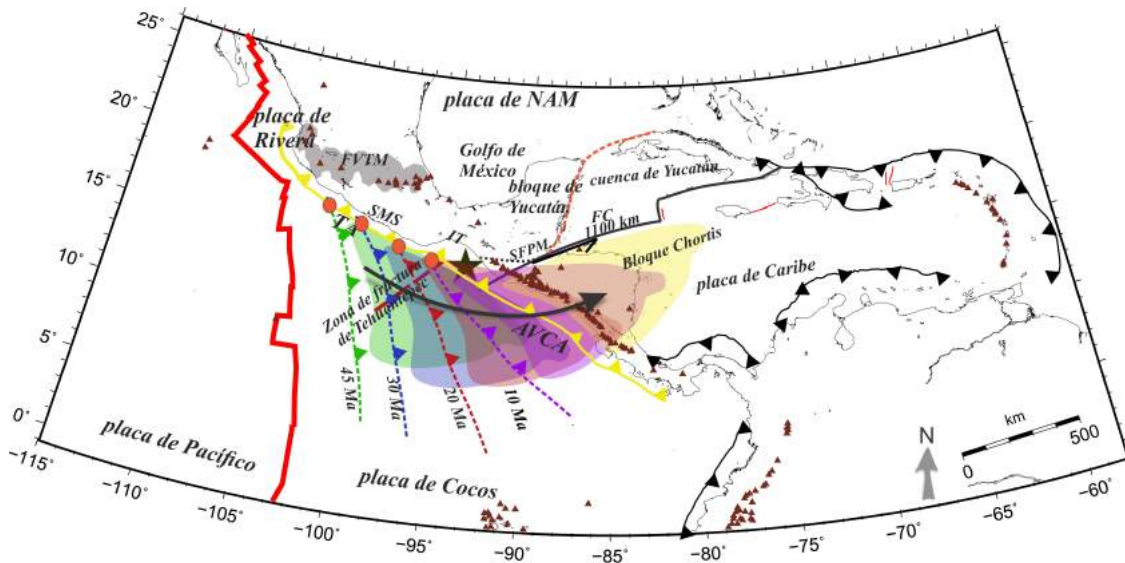


Figura 2.5: Desprendimiento del Bloque Chortis del Sur de México evolucionando a lo largo de la trinchera de la placa de Norteamérica con cierta velocidad y ángulo de rotación, el movimiento de la trinchera del Bloque Chortis es presentado por la zona de colores. El punto triple entre las placas de Farallón/Cocos, Norteamérica y Bloque Chortis se desplaza a medida que el bloque rota, esta traslación del punto triple es representada por los círculos de color naranja. AT = Trinchera de Acapulco, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, G = Terreno de Guerrero, IT = Istmo de Tehuantepec, MFZ = Zona de Falla Motagua), MC = Macizo de Chiapas, ZPF = Zona de Fallas Polochic, XO = Terreno Xolapa. Los triángulos de color café representan la ubicación de los volcanes activos. La estrella negra representa la ubicación de los sedimentos marinos no deformados de Tehuantepec. La línea continua roja representa la dorsal del Pacífico, la línea de color naranja discontinua representa el límite de la fosa Caimán. Modificada de Rogers et al. (2007) y Graham et al. (2020).

Este escenario tectónico pone al Bloque Chortis al sur de México donde Pindell y Dewey (1982) sugieren una rotación progresiva, cenozoica de Oeste a Este en sentido antihorario desde su posición cretácica. Su idea es apoyada por la naturaleza diacrónica del magmatismo a lo largo de la costa meridional de México y un desplazamiento lateral-izquierdo a gran escala consistente con un mínimo de 1100 km de desplazamiento, registrado en la estrecha depresión de Caimán hacia el este y cuyo movimiento relativo del Bloque Chortis pudo ser el causante de una subducción plana de la placa oceánica de Farallón (Mann et al., 2007).

Este desplazamiento del Bloque Chortis quizás fue a lo largo del sistema de fallas de tipo lateral izquierdo Polochic-Motagua, idea que es apoyada por la cinemática de las fallas y la radiometría de las rocas ígneas en la zona Sur de México (Rogers et al., 2007). En la falla Polochic se ubica una posible traza dislocada aproximadamente en el límite de México y Guatemala, donde probablemente el sistema Polochic-Motagua y la trinchera de Acapulco pudieron ser colineales hacia el Mioceno temprano. Estos rasgos representarían en este tiempo, el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

Estudios como los de Rogers (2003), Rogers et al. (2007) y Ratschbacher et al. (2009), sustentan una correlación entre las rocas metamórficas paleozoicas de bajo grado y rocas gneísicas

mesoproterozoicas de grado medio a alto del Bloque Chortis con los complejos de Acatlán y Oaxaqueño; apoyando la hipótesis que sustenta que el Bloque Chortis fue parte del sur de México durante el Cretácico.

Las rotaciones y las posiciones del Bloque Chortis en el Sur de México son también controversiales. Por ejemplo, Goes et al. (1982) y Rogers et al. (2007) restauran al Bloque Chortis al Sur de México y exponen una rotación de 40° en sentido antihorario, documentando este movimiento posterior al Eoceno a lo largo del sistema de fallas Polochic-Motagua. Además, alinea los terrenos de Chortis exterior, interior y el terreno Siuna con terrenos del suroeste de México al reconocer una tendencia magnética y similitudes en las edades y litologías.

Boschman et al. (2014) proponen una rotación en sentido antihorario de 32° desde los 50 Ma hasta el presente, de donde, entre 38 y 33 Ma, ocurre la mayor parte de esta rotación con una velocidad de $\sim 1.7^\circ/\text{Ma}$. Molina-Garza et al. (2012), mediante un estudio paleomagnético, determinaron una rotación para el Bloque Chortis después de los 17 Ma casi insignificante y Molina-Garza et al. (2019), con un nuevo estudio paleomagnético, establecieron un ángulo de rotación total de 56° desde aproximadamente 65 Ma hasta el presente.

A pesar de las evidencias que sustentan que el Bloque Chortis fue parte de suroeste de México, no se puede establecer continuidad entre el sistema de fallas Polochic-Motagua y la zona de subducción, ya que la falla Polochic termina al este del Macizo de Chiapas sin dislocarlo (Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Una sucesión sin deformar alojada sobre la proyección aparente de la falla Polochic, en la plataforma continental del Istmo de Tehuantepec (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; DeMets 2011; Ellis et al., 2019), llevó a Keppie y Morán-Zenteno (2003) a proponer un modelo alternativo para la evolución del sur de México, localizando al Bloque Chortis en una posición Oeste-Suroeste de su posición actual y rotándolo a lo largo del Cenozoico.

Hipótesis del Bloque Chortis derivado del Pacífico

El modelo del Pacífico localiza al Bloque de Chortis en una posición Oeste-Suroeste de su posición actual, rotándolo a lo largo del Cenozoico con un ángulo de 40° en sentido antihorario con respecto a un polo de rotación cerca a Santiago de Chile, determinado por Ross y Scotese (1988) y Pindell et al. (1988) (Fig. 2.6). Esta rotación implica un desplazamiento de 1100 km desde los 45 Ma e incorpora también una gran tasa de erosión por subducción de aproximadamente 200 km en el Sur de México (Rogers y Mann, 2007).

Keppie y Morán-Zenteno (2005) exponen la imposibilidad de la posición del Bloque Chortis frente a la costa actual de Guerrero y Oaxaca en el Eoceno, cuyos efectos del desplazamiento habrían generado como consecuencia transpresión a lo largo de la trinchera. Además, se identifican estructuras de cizalla semiparalelas a la costa de Guerrero y Oaxaca occidental más compatibles con mecanismos de transtensión (Ratschbacher et al., 1991; Tolson et al., 1993; Riller et al., 1993; Herrmann et al., 1994; Tolson, 1998; Morán-Zenteno et al., 2005).

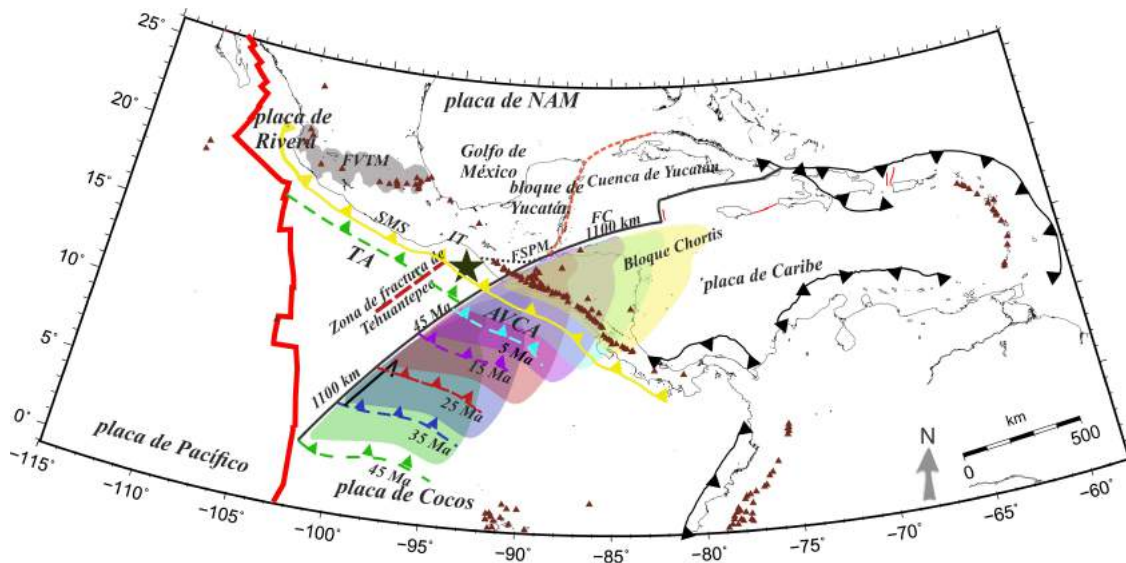


Figura 2.6: Evolución espacio-temporal del Bloque Chortis (área de colores) desde el Paleógeno propuesta en el modelo del Pacífico por Keppie y Morán Zenteno (2005). El Bloque Chortis sufre un desplazamiento de 1100 km con respecto a la Placa de Norteamérica (NAM) acompañado de una rotación en el sentido de las agujas del reloj de $\sim 40^\circ$, utilizando un polo de Euler ubicado cerca de Santiago de Chile (Ross y Scotese, 1988; Pindell et al., 1988). La curva de la trinchera de trazos representa la posición de la trinchera 45 Ma. AT = Trinchera de Acapulco, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, SMS = Sierra Madre del Sur. La estrella negra representa la ubicación de los sedimentos marinos no deformados de Tehuantepec. La línea continua roja representa la dorsal del Pacífico, la línea de color naranja discontinua representa el límite de la fosa Caimán (modificada de Keppie y Morán-Zenteno, 2005).

La paleoposición Oeste-Suroeste del Bloque Chortis y una rotación horaria, como lo sugieren las fallas transformantes que limitan la fosa Caimán conectada con la falla Motagua con tendencia Este y la trinchera de Acapulco con tendencia Oeste-Noroeste, puede explicar el desplazamiento restringido, registrado en las fallas Polochic-Motagua (Fig. 2.6). Dicho desplazamiento debió ocurrir después del primer periodo de desplazamiento relativo en la fosa Caimán, antes de que el Bloque Chortis interactuará con el bloque Maya. Esta trayectoria generaría que la zona de fractura de Tehuantepec y la costa del Sur de México se juntaran después del Eoceno y causara el cambio de geometría de la subducción como se identifica actualmente (Morán-Zenteno et al., 2005).

El truncamiento en el margen occidental del sur de México y la tectónica de fallas laterales identificada en Guerrero y Oaxaca con edades del Eoceno y Oligoceno permiten introducir la hipótesis de una intensa erosión por subducción y posiblemente una convergencia oblicua que permitiera el origen de desplazamientos de tipo lateral izquierdo (Morán-Zenteno et al., 1992). Otra implicación importante de este modelo radica en la migración hacia el sureste de un punto triple trinchera-trinchera-transformante (T-T-F) en el borde posterior del Bloque Chortis. Esto produjo una extinción gradual del magmatismo de arco a lo largo del margen continental actual de México (Mioceno temprano) (Ratschbacher et al., 1991; Schaaf et al., 1995; Ferrari, 1999; Morán-Zenteno et al., 1999). Igualmente, el modelo supone como consecuencia de la subducción debajo del Bloque Chortis en el borde noroccidental, un magmatismo de corta vida localizado a lo largo del margen sur de México y el cual migro hacia el este con el movimiento del punto triple (Morán-Zenteno, 2008).

Morán-Zenteno et al. (2018) exponen cómo la subducción debió haber jugado un papel fun-

damental en la evolución del sur de México y a su vez muestra ciertas problemáticas del modelo tradicional que conllevaría a plantear una posición más occidental del Bloque Chortis o una posición más intermedia. Morán-Zenteno et al. (2018) intentan explicar el cese del magmatismo en la SMS y cómo este está principalmente relacionado con los cambios en la dinámica de la placa Farallón-Cocos a medida que se subducía debajo de la placa de Norteamérica.

A lo largo de la SMS es posible identificar un registro de edades del Cretácico que decrecen hacia el sureste, con una tasa baja de extinción de Puerto Vallarta a Acapulco, una alta tasa de Acapulco a Huatulco y una baja tasa desde Huatulco a Tehuantepec (Ferrari et al., 2014). A su vez, material de tipo calco-alkalino y elementos de traza de rocas magmáticas indicarían una relación con magmas de arcos convergentes. Magmas con firmas adakíticas fueron registrados en Guerrero y magmas ferroanos en diferentes lugares del SMS pudieron estar relacionado con la ruptura de la placa subducida y el ascenso de magmas tipo MORB (Ferrari et al., 2014). La amplia distribución con orientación ONO del magmatismo en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (40-28 Ma), sugieren una posible paleo-trinchera asociada con una orientación similar a un placa subducida con bajo ángulo, de donde el truncamiento y el magmatismo en la SMS debió suceder antes de la subducción plana actual debajo del centro de México (Ferrari et al., 2014; Morán-Zenteno et al., 2018).

Algunas relaciones espacio-temporales del magmatismo del Cretácico tardío-Mioceno en el SMS, muestran ciertas características similares entre el Sur de México y el Bloque Chortis, como son los plutones del Cretácico tardío de la SMS Central, que podría representar una continuación de plutones coetáneos del Bloque Chortis, aunque estos parecen estar desconectados con los plutones del bloque Jalisco (Ferrari et al., 2014).

La posición del Bloque Chortis en el Sur de México puede llegar a ser de cierta manera más consistente; sin embargo, el modelo tradicional posee problemas al intentar explicar la secuencia marina del Cretácico tardío no deformada identificada en el golfo Tehuantepec, el desajuste de la cronología de los complejos migmatíticos del Norte de Chortis y el terreno Xolapa; los cuales podrían ser resueltos de cierta manera, por el modelo del truncamiento del margen continental en el Sur de México y explicaría la extinción casi simultánea del magmatismo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Morán-Zenteno et al., 2018).

El modelo del Pacífico soluciona muchas de las problemáticas relacionadas con el modelo tradicional; aunque, en Morán-Zenteno et al. (2008) se plantean algunas modificaciones que deben considerarse como: restar la deformación intraplaca de 200 km en el desplazamiento relativo entre los bloques Chortis-Maya y permitir una pequeña cuenca oceánica al menos 100 km entre los bloques Chortis y Maya en el Cretácico superior. Esto colocaría el Bloque Chortis al sur del Golfo de Tehuantepec y una parte de corteza de antearco perdida por el mecanismo de erosión por subducción. En este trabajo, se infiere que la última colisión Cretácico-Eoceno de los bloques Chortis y Maya han cerrado la pequeña cuenca oceánica, dejando una sutura ofiolítica a lo largo de la zona de falla de Motagua y una obsoleta muestra ofiolítica en el bloque Maya (Giunta et al., 2006; Morán-Zenteno et al., 2008).

Con respecto al modelo de erosión por subducción planteado para explicar la gran remoción de antearco en el sur de México, la principal problemática radica en la gran cantidad de corteza que debe eliminarse en un corto periodo de tiempo, esto último debe evaluarse con más detalle (Morán-Zenteno et al., 2018).

Hipótesis In Situ para el Bloque Chortis

Este modelo coloca al Bloque Chortis relativamente cerca de su posición actual (Meschede y Frisch, 1998; James, 2006) (Fig. 2.7). Se propone una reconstrucción para el Paleozoico tardío y el Mesozoico temprano y no involucra rotaciones a gran escala del Bloque Maya y Chortis (James, 2003a, 2003b). La hipótesis de Meschede y Frisch (1998) considera que la litosfera caribeña se generó originalmente junto con el Golfo de México, la Cuenca de Yucatán y el Canal de Caimán, durante la separación de las placas de Norteamérica y Suramérica entre el Jurásico tardío y Cretácico inferior.

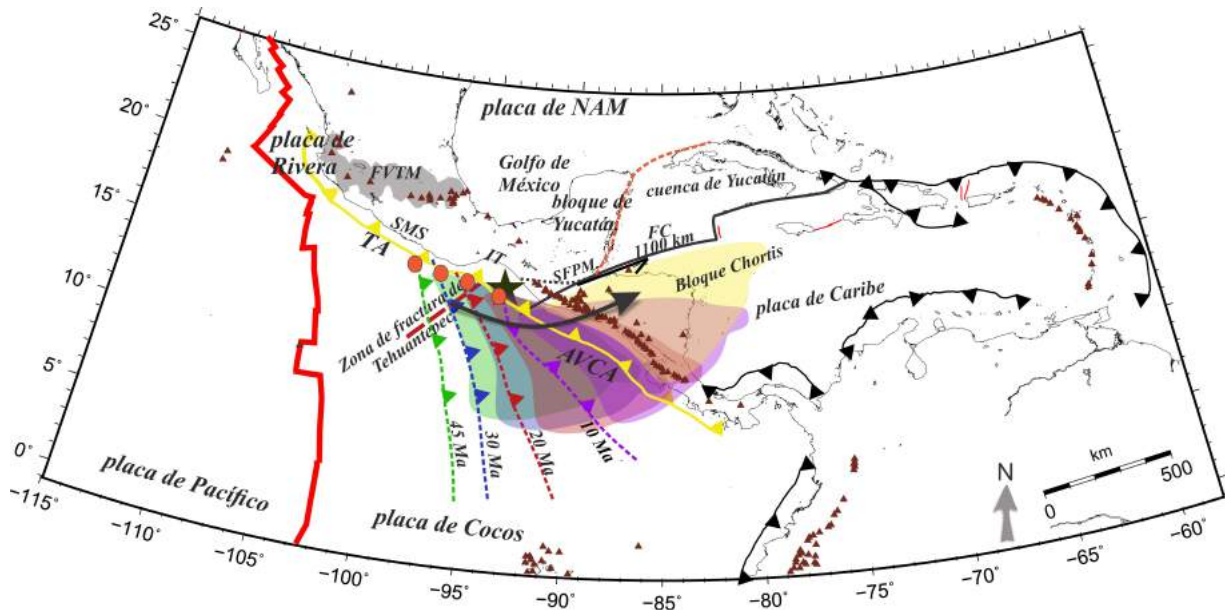


Figura 2.7: El modelo In Situ propone que la paleoposición del Bloque Chortis está cerca de la ubicación actual (Meschede, 1998; Meschede y Frisch, 1998; James, 2006; James, 2009), eliminando la necesidad de incorporar grandes rotaciones y una cantidad significativa de desplazamiento a lo largo de la TMA, como en el modelo clásico. El movimiento del Bloque Chortis es representado por la zona de colores y el movimiento del punto triple de las placas de Farallón/Cocos, Norteamérica y Bloque Chortis es representado por los círculos color naranja. AT = Trinchera de Acapulco, AVCA = Arco Volcánico Centroamericano, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana, SMS = Sierra Madre del sur. La estrella negra representa la ubicación de los sedimentos marinos no deformados de Tehuantepec. La línea continua roja representa la dorsal del Pacífico, la línea de color naranja discontinua representa el límite de la fosa Caimán (modificada de Meschede y Frisch, 1998).

Dicha separación hacia el oeste genera tensión extensional en la placa del Caribe, que se puede observar actualmente en el escarpe de Hess y la subducción a lo largo de las Antillas Menores. Esto explicaría el origen de las rocas continentales mesozoicas, así como las rocas del arco de islas, serpentinitas y ofiolitas que se formaron a lo largo del margen de la placa del Caribe.

Las tendencias estructurales regionales en Centroamérica indican que son consecuencia del movimiento hacia el oeste de la placa de Norteamérica y el Bloque Maya y no debido al movimiento hacia el este del Bloque Chortis, concluyendo que este bloque tectónico nunca se rompió y siempre se mantuvo en el extremo occidental de la placa del Caribe (Meschede, 1997; Meschede y Frisch, 1998; James, 2006a-2009b; van Benthem et al., 2013).

2.2. Evolución geodinámica de las placas subducidas y su interacción con el manto

La evolución de las placas subducidas depende de las fuerzas de conducción y resistencia (cómo estas se modifican con la profundidad y el tiempo) y la geometría impuesta por el ambiente tectónico. Las fuerzas de conducción incluyen el empuje de la trinchera, la flotabilidad negativa debido a anomalías térmicas frías y la elevación de la transición de fase de olivino a wadsleyita a una profundidad de 410 km (Fig. 2.8). Las fuerzas de resistencia incluyen la flexión de la litosfera y la fricción entre el acoplamiento de placas a poca profundidad, el cizallamiento viscoso en el manto, las fuerzas de flotabilidad positivas debido a la transición de fase de espinela a perovskita y magnesiowüstita a una profundidad de 660 km y las anomalías de presión inducidas por el flujo (Fig. 2.8) (Billen, 2008; Moreno, 2017). A su vez, la migración de la placa en el manto, induce un componente toroidal y poloidal de flujo, con efectos significativos sobre las temperaturas de los arcos, el vulcanismo y las interpretaciones de las observaciones de anisotropía sísmica (Thorsten y Faccenda, 2009; Faccena, 2014).

Cada una de las fuerzas mencionadas anteriormente depende de la historia de subducción, la edad y reología de la litosfera subducida, la velocidad de hundimiento y la duración de la subducción; las cuales juegan un papel fundamental en la dinámica de la placa y cada una de ellas bajo ciertas circunstancias se vuelven más o menos importantes. Por ejemplo, los modelos de subducción temprana supusieron que los terremotos profundos estaban relacionados con el calentamiento rápido de placas y por lo tanto, la flotabilidad negativa se limitó al manto superior (Toksöv et al., 1971). Sin embargo, la teoría de terremotos controlados por los comportamientos térmicos, fue reemplazada por mecanismos que dependen de la placa fría y por lo tanto densa. De allí, la capacidad de las placas para subducir profundamente en el manto, va a depender de la magnitud de otras fuerzas de flotabilidad que surgen en la placa, que ayudan o impiden la subducción y las fuerzas de cizalladura viscosa que se oponen (Billen, 2008; Moreno, 2017).

2.2.1. Efecto de las fuerzas de flotabilidad y reología del manto sobre la subducción

El estudio de las transiciones de fase en el interior de la Tierra juegan gran importancia debido a que son las causantes de las principales discontinuidades sísmicas observadas. En 410 km el olivino experimenta reacciones exotérmicas que lo transforman en polimorfos de alta presión con estructura de espinela, de donde, el α -olivino se transforma a β -Wadsleyita. En la discontinuidad de 660 km, la transición de γ -espinela cambia a perovskita (pv) y magnesiowüstita (mw). Dichas transiciones de fase van acompañadas de un aumento de densidad como en la velocidad de ondas sísmicas (Turcotte y Shubert, 1982; Jeanloz y Thompson, 1983; Valera, 2010; Moreno, 2017).

Las transiciones de fase a 410 y 660 km pueden ser estudiadas mediante una diferencia de densidad $\Delta\rho$ entre fases y la pendiente de Clapeyron $\gamma = dP/dT$ de la transición, esta última caracteriza una transición univariante de un sistema monocomponente; es decir, permite estudiar transiciones de fase de primer orden proporcionando la pendiente de la curva de coexistencia entre dos fases en equilibrio térmico en un diagrama de P-T (Turcotte y Shubert, 1982; Callen, 1998; Moreno, 2017).

En 660 km, la transformación de fase de ringwoodita a perovskita+magnesiowüstita posee una

pendiente de Clapeyron negativa y cuyas estimaciones experimentales se encuentran entre -0.5 y -4.0 MPa/K (Christensen, 1996; Torii y Yoshioka, 2007; Agrusta et al., 2017; Moreno, 2017). Esto causa una flotabilidad positiva dentro de una placa más fría que el manto ambiental; cuanto más pronunciada sea la pendiente de Clapeyron, mayor será la flotabilidad ejercida sobre la placa. En un caso donde no exista retroceso de la trinchera, si la flotabilidad positiva excede la fuerza de la gravedad, la placa puede flotar y estancarse en la zona de transición. Dicha resistencia al hundimiento genera como consecuencia, efectos importantes sobre la circulación térmica y química del manto a largo plazo (Fig. 2.8) (Turcotte y Shubert, 1982; Ringwood, 1994; Christensen, 1996; Billen, 2008; Agrusta et al., 2017; Goes et al., 2017; Moreno, 2017)

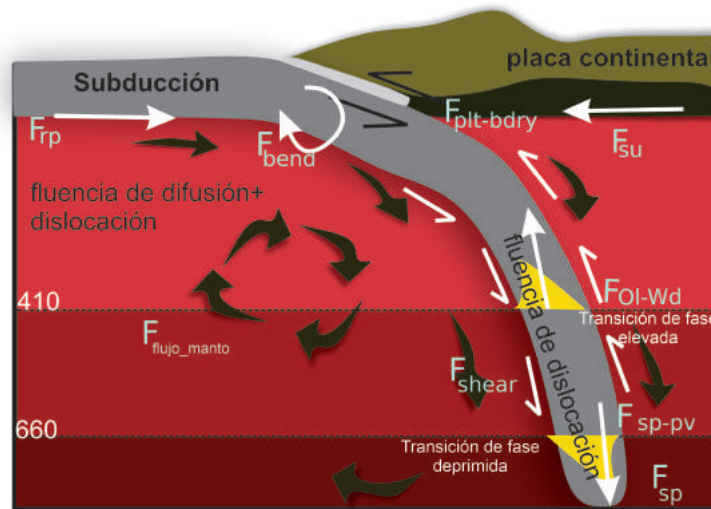


Figura 2.8: Principales fuerzas que actúan en el proceso de subducción: F_{rp} es la fuerza que produce la subducción, F_{su} es la fuerza de succión que empuja la placa hacia la trinchera, F_{sp} es la fuerza de flotabilidad debido a la anomalía térmica de la placa, F_{shear} es la fuerza de corte viscosa, $F_{plt-bdry}$ es la fuerza de fricción entre placas, F_{bend} son las fuerzas de flexión, F_{OI-Wd} y F_{Sp-Pv} son las fuerzas de flotabilidad debido a las transiciones de fases. Se muestra la flotabilidad negativa causada por anomalías térmicas de una placa fría y un cambio de fase elevado a 410 km, las fuerzas de resistencia como el acoplamiento de la placa, el cizallamiento viscoso y la flotabilidad positiva (menor densidad) debido a la fase deprimida a 660 km del manto superior. $F_{flow_{mante}}$ es la fuerza producida por el flujo del manto sobre la placa. También se muestran los procesos de deformación (modificada de Billen, 2008).

Placas subducidas que son dominadas por la fuerza de gravedad, se hunden en el manto inferior, disminuyen su velocidad de subducción al interactuar con el manto más viscoso (se ha propuesto que dicha viscosidad no varía abruptamente con respecto al manto superior, de lo contrario ninguna placa podría hundirse debajo de 660 km) y recuperan su flotabilidad negativa. De allí, se establece que las transición de fase endotérmica, los saltos de viscosidad y el movimiento en la trinchera, proporcionan los efectos necesarios para el estancamiento o hundimiento de la placa a 660 km (Billen, 2008; Goes et al., 2017)

La reología del manto, juega también un papel fundamental en la dinámica de la placa a medida que se va subduciendo. Esto es debido a que la reología del manto y de la misma placa oceánica, es fuertemente dependiente de la presión, el estrés, la tasa de deformación, la temperatura, la cantidad de fluido, el tamaño de grano y la composición (Ranalli, 1995); por ello, la viscosidad entre el manto superior e inferior debe ser diferente. La viscosidad del manto superior es

determinada con cierta aproximación con un valor de 10^{21} Pas, gracias al entendimiento de la respuesta de una Tierra viscoelástica a la carga y descarga de la superficie (“rebote postglacial”) (Turcotte y Shubert, 1982). De allí, se pudo entender que pese a la alta viscosidad del manto, este puede considerarse en tiempo geológico como un fluido. Los datos de rebote elástico asumen una reología lineal; sin embargo, podrían ser interpretados en términos de un manto de fluido no newtoniano con una reología que sigue una ley de potencias, por lo tanto, la viscosidad del manto inferida sería entonces una viscosidad dependiente de los esfuerzos, velocidad de deformación y la convección del manto (Turcotte y Shubert, 1982; Valera, 2010; Moreno, 2017).

La reología del manto, al ser dependiente del material, depende fuertemente de la mineralogía del manto. Estudios como los de Bina (1991), Ranalli (1995), Riedel y Karato (1997), Zhong (2005), Turcotte y Shubert (2014) y King (2016), analizan la composición del manto y se centran en el comportamiento del olivino a altas temperaturas, debido a que es el principal material que abunda en el manto. Dichos estudios han demostrado que el manto superior se comporta como un fluido no newtoniano, con una viscosidad efectiva dependiente de la exponencial inversa de la temperatura y la presión (Turcotte y Shubert, 1982).

A su vez, en el manto es posible identificar ciertos mecanismos llamados fluencia de difusión y dislocación. La fluencia por difusión domina a temperaturas más frías y tamaños de grano más grandes, mientras que la fluencia por dislocación domina a tasas de deformación más altas y no depende del grano. Suponiendo que el olivino y el piroxeno se comportan aproximadamente de la misma manera en todo el manto y teniendo en cuenta que las observaciones sísmicas detectan menos anisotropía en el manto inferior, se puede llegar a concluir que el manto inferior puede deformarse principalmente por fluencia de difusión (Fig. 2.8)(Savage, 1999; Mainprice et al., 2005).

Para el manto superior, su principal mecanismo de deformación es por dislocación, como se describe en la Fig. (2.8). Actualmente se están implementando nuevas técnicas para facilitar los experimentos de deformación a las presiones y temperaturas apropiadas para las fases de transición (wadsleyita) y del manto inferior (perovskita) (Shubert y Turcotte, 2002; Cordier et al., 2002; Valera, 2010; Billen, 2008; Faccenda, 2014; Moreno, 2017).

Para este estudio se considera un manto newtoniano con reología lineal dependiente de la temperatura, profundidad y composición. El dominio es dividido en cuatro principales capas de viscosidad: litosfera (0 – 100 km), manto superior (100 – 410 km), zona de transición (410 – 670 km) y manto inferior (670 – 2880 km). Sin embargo, también este estudio incluyó otras capas de viscosidad por debajo de los 660 km que serán explicados más adelante. La viscosidad dependiente de la temperatura es:

$$\eta(r, T) = f(r)e^{\frac{C_1}{C_2+T} - \frac{C_2}{C_2+T_m}}, \quad (2.1)$$

$$f(r) = \eta_{LVC}, \quad (2.2)$$

donde $f(r)$ es no adimensional y el valor puede depender de cada capa del dominio; la viscosidad no adimensional es multiplicada por la viscosidad de referencia del manto que es $\eta_0 = 10^{21}$ Pas. Una variación de viscosidad no dimensional de 10^4 o $0.01 - 100$ es usada en todo el dominio. T_m es la temperatura adimensional del manto; para estos cálculos $C_1 = 7$ y $C_2 = 0.1$ con un corte de viscosidad de 100 y es escogido para que la viscosidad adimensional de la placa oceánica no exceda los $\sim 10^{23}$ Pas (Manea y Gurnis, 2007; Manea et al., 2009).

2.2.2. Estancamiento de las placas subducidas en 660 y 1000 km y su relación con los cambios de viscosidad debajo de este límite

El manto posee cierta heterogeneidad en su composición como consecuencia del incremento de la presión y la temperatura con la profundidad. La interacción del manto con las placas subducidas y con la composición de sí mismo, generan cambios tanto en su viscosidad como en las direcciones de flujo. La física del manto y su interacción con las placas subducidas es un tema de debate que desafía nuestro entendimiento acerca de los procesos de subducción y su estrecha relación con la gravedad. Actualmente, diversos trabajos como los de Forte et al. (1993), King (1995), Kido y Oaddek (1997), Cserepes y Yuen (1997), Fukao et al. (2001), Torri y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi (2013), King (2016), Mao y Zhong (2018) y Mao et al. (2021), reportan mediante estudios de firmas de geoide de longitud de onda larga, estudios de anisotropía sísmica, tomografías sísmicas y simulaciones numéricas, un pequeño canal de baja viscosidad por debajo de los 660 km o por encima de este.

El origen y la ubicación de la zona de baja viscosidad es bastante controversial y autores como los anteriores no relacionan su origen directamente a la transformación de fase entre el espinel y la perovskita, sino a la dependencia de la viscosidad del manto en función de la temperatura y la presión. Los mínimos de viscosidad pueden ocurrir cuando una transición de fase endotérmica coincide con el límite interno de un sistema convectivo estratificado o parcialmente estratificado, donde las capas y los límites internos pueden ser resultado de heterogeneidades químicas o un efecto de cambios de fase y diferenciación química. Es decir, en cualquier tipo de capa límite interna acompañada de un gradiente de temperatura sin un salto en la ley de fluencia a lo largo de la transición de fase, se produciría un mínimo de viscosidad en algún lugar de 660 km (Cserepes y Yuen, 1997; Moreno, 2017; Mao et al., 2021).

Kido y Cadex (1997), en su estudio basado en física mineral y anisotropía sísmica, han indicado que la viscosidad del manto puede aumentar entre 410-660 km y disminuir debajo o encima de 660 km. Este estudio encuentra que la anisotropía del manto profundo prefiere un patrón de convección con un fuerte flujo horizontal, donde este tipo de flujo puede desarrollarse especialmente en una zona de baja viscosidad limitada por una transición de fase endotérmica (Kido y Cadex, 1997; Moreno, 2017). Trabajos numéricos como los de Cizcova et al. (2002), Torri y Yoshioka (2007) y Mao y Zhong (2018), demuestran la importancia de un canal de baja viscosidad en los 660 km. Este puede desempeñar un papel fundamental en los cambios de morfología de las placas y su flotabilidad sobre este límite endotérmico. Un ejemplo de esto es el estancamiento sobre 660 km de la placa del Pacífico por debajo de la placa Euroasiática, en especial, en el arco de Honshu y el arco de Bonin (Fig. 2.9) (Fukao et al., 2001; Moreno, 2017).

Torii y Yoshioka (2007) muestran que este estancamiento sobre 660 km de la placa del Pacífico, es logrado numéricamente por la combinación entre un adecuado valor para la pendiente de Clapeyron y la incorporación de un canal de baja viscosidad de 0.1×10^{21} Pas. Mientras que Cizcova et al. (2002) demuestra que este canal puede ocasionar fuerzas de resistencia en la placa subducida, funcionando como una capa de deslizamiento y evitando su ingreso al manto inferior (Cizcova et al., 2002; Moreno, 2017). Peng et al. (2021) relacionan estos estancamientos sobre 660 km con modificaciones importantes en el flujo del manto, que se generan como consecuencia del retardamiento de la transición de fase endotérmica en placas viejas y frías y la gran cantidad de presión dinámica que estas ejercen sobre el manto.

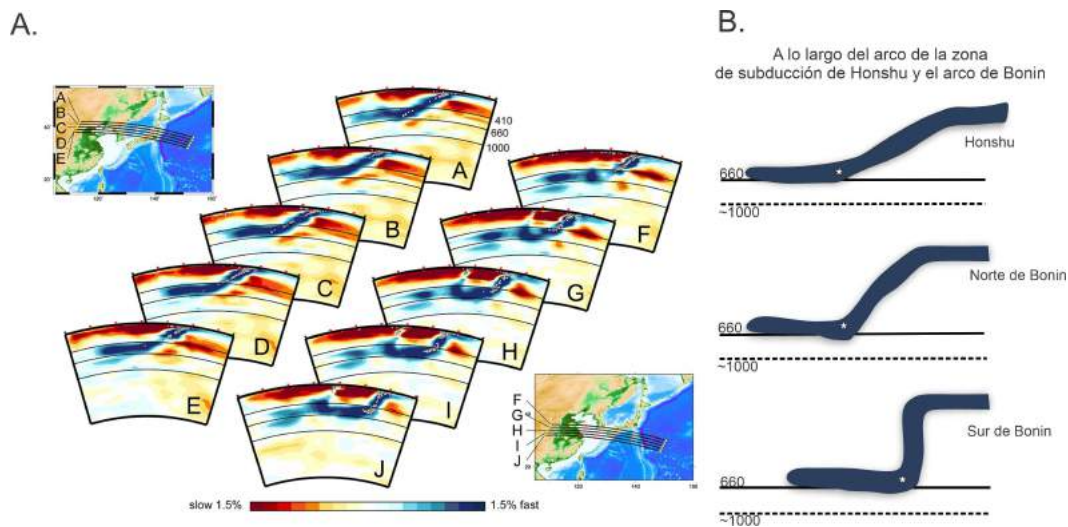


Figura 2.9: A. Cortes de tomografía sísmica donde es posible ver la subducción de la placa subducida de Filipinas y la de Pacífico. Los perfiles entre A-E muestran la subducción de la placa del Pacífico en el arco norte de Honshu y los perfiles entre F-J muestran la zona de subducción del arco norte de Bonin. Nótese que en los perfiles F-J, la placa de Pacífico es la primera que se observa de derecha a izquierda, luego es posible ver la subducción de la placa de Filipinas. Las líneas horizontales representan la profundidad a 410, 660 y 1000 km. B. Representación de la placa subducida entre el arco de Honshu y el arco de Bonin para la placa del Pacífico. En este caso, tanto la placa de Pacífico y la placa de Filipinas quedan estancadas sobre 660 km (tomada y modificada de Fukao y Obayashi, 2013).

Trabajos como los de Fukao et al. (2001), Fukao y Obayashi (2013), French y Romanowicz (2015) y Jenkins et al. (2017), basados en tomografías sísmicas, han mostrado que las placas subducidas no sólo sufren cambios significativos cuando intentan atravesar el límite de los 660 km (donde algunas de ellas quedan atrapadas, ver Fig. 2.9), sino que también pueden presentar estancamiento sobre 1000 km. Por ejemplo, en los trabajos de Fukao y Obayashi (2013) y Goes et al. (2017) es posible observar con gran detalle placas que pasan el límite de los 660 km sin ninguna dificultad pero presentan una especial resistencia sobre los 1000 km, donde muchas de estas quedan estancadas. Un ejemplo de esto, es la placa subducida de Pacífico en el arco de Tonga y el arco de Kemadec (Fig. 2.10).

Estudios de sismicidad profunda como los de Brudzinski y Chen (2005) y Bonnardot et al. (2009), dividen el comportamiento de la placa subducida en dos principales zonas: sobre 660 km y sobre 1000 km. Algunas placas pueden ingresar al manto inferior sin mayor dificultad pero al interactuar con el límite de los 1000 km, pueden quedar atrapadas.

Jenkins et al. (2017) proponen que este estancamiento de las placas sobre 1000 km está posiblemente relacionado con un cambio en la estructura del manto, que puede estar representado como un incremento de viscosidad por debajo de este límite. En su estudio, mediante el uso de funciones de receptor logran calcular bandas de diferentes frecuencias y confirmar discontinuidades sísmicas. En este caso, la mayoría de estos saltos de velocidad sísmica son observados entre los 975 km y 1050 km de profundidad. Estas observaciones coinciden con estudios de modelos tomográficos recientes que han interpretado material de plumas en lugares como Islandia.

Posiblemente los cambios de viscosidad presentes a 1000 km indican presencia de heterogeneidad química regional dentro del manto medio. Esto puede ser causado por material desviado de plumas del manto que son químicamente distinto al material circundante del manto o algún

tipo de material basáltico reciclado. Estas heterogeneidades químicas pueden generar pequeñas transiciones de fases que modifican la composición del manto en esta zona y puede reflejarse como un salto de viscosidad, pero al contrario del canal de baja viscosidad en 660 km, se observa un gran incremento de esta por debajo de los 1000 km (Jenkins et al., 2017).

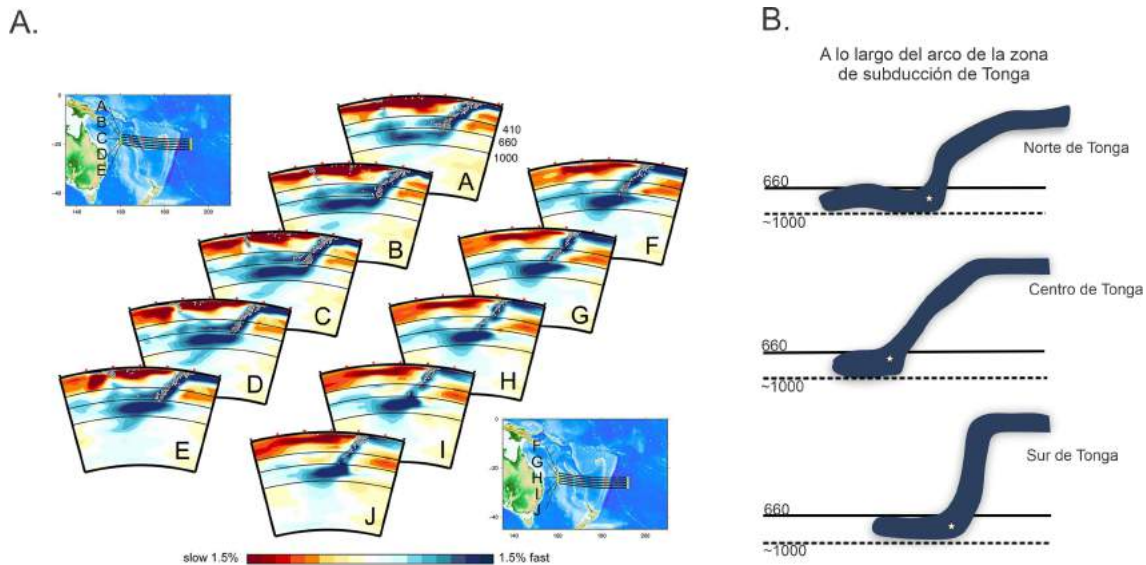


Figura 2.10: A. Cortes de tomografía sísmica donde es posible ver la subducción de la placa subducida del Pacífico. Los perfiles entre A-E muestran la subducción de la placa del Pacífico en el arco norte de Tonga y los perfiles entre F-J muestran la zona de subducción en el arco Kermadec. Las líneas horizontales representan la profundidad a 410 km, 660 y 1000 km. B. Representación de la placa subducida entre el arco de Tonga y el arco de Kermadec para la placa del Pacífico. En este caso, la placa de Pacífico se estanca sobre 1000 km (tomada y modificada de Fukao y Obayashi, 2013).

Al observar que las placas oceánicas sufren importantes cambios en su forma de subducción cuando interactúan no sólo con la transición de fase de 660 km sino que también a 1000 km; Fukao y Obayashi (2013) reconocen cuatro etapas para la interacción entre la placa subducida y el manto inferior: La etapa I, donde la placa subducida queda estancada sobre 660 km (Fig. 2.9); la etapa II, donde la placa estancada cruza los 660 km; la etapa III, donde la placa queda flotando levemente sobre los 1000 km (Fig. 2.10) y finalmente la etapa IV, donde la placa se hunde profundamente por debajo de los 1000 km (Fig. 2.11).

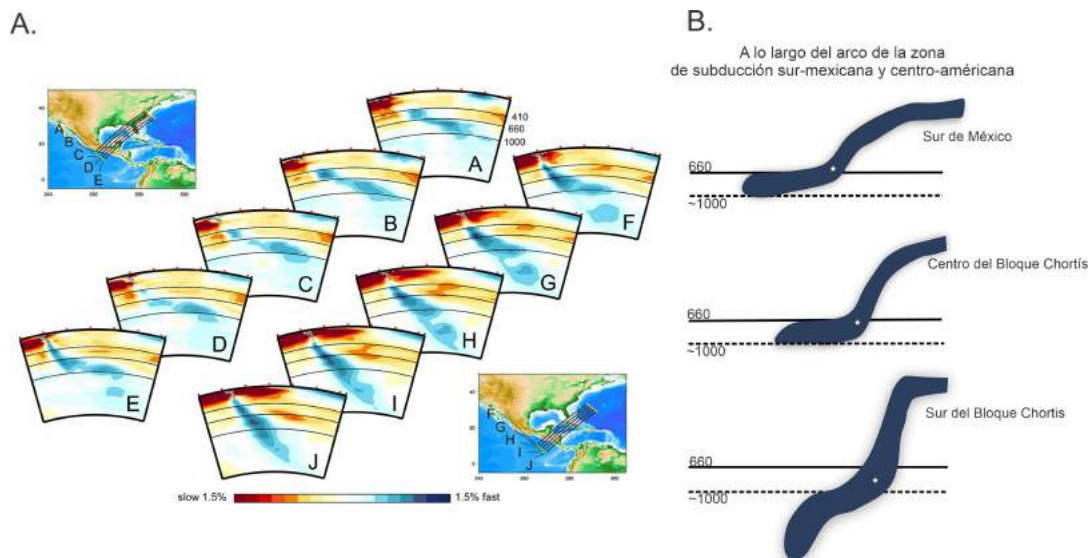


Figura 2.11: A. Cortes de tomografía sísmica donde es posible ver la subducción de la placa subducida del Pacífico. Los perfiles entre A-E muestran la subducción de la placa de Cocos debajo de la trinchera surmexicana y los perfiles entre F-J muestran la zona de subducción en el arco centroamericano. Las líneas horizontales representan la profundidad a 410, 660 y 1000 km. B. Representación de la placa subducida entre la trinchera surmexicana y el Bloque Chortis. En este caso, la placa de Cocos presenta estancamiento por encima de los 1000 km y a medida que nos desplazamos hacia el Sur la placa de Cocos penetra profundamente el manto inferior por debajo de los 1000 km (tomada y modificada de Fukao y Obayashi, 2013).

Algunas placas pueden hundirse directamente en el manto inferior, por debajo de 1000 km de profundidad sin mayor resistencia y sin haber pasado por las etapas anteriormente descritas; por ejemplo, la placa de Cocos debajo de Centroamérica (Fig. 2.11). Las tomografías sísmicas de Fukao et al. (2001) y Obayashi y Fukao et al. (2013) en la zona de subducción surmexicana, muestran una placa de Cocos que pasa de un acomodamiento en la zona de transición sobre 660 km a un hundimiento en el manto inferior. A medida que observamos hacia el sur debajo del Bloque Chortis, la placa de Cocos pasa de una placa estancada levemente sobre los 1000 km a una placa que se hunde profundamente en el manto.

Esta compleja dinámica a lo largo de un margen de subducción no sólo es documentada para la placa de Cocos; por ejemplo, las tomografías sísmicas de los estudios de Fukao et al. (2001) y Obayashi y Fukao (2013), muestran la placa del Pacífico por debajo del arco de Bonin y Honshu acomodada sobre 660 km y en otros lugares, tal como en el arco de Tonga y Kermandec (Fig. 2.10), la placa del Pacífico queda estancada en la etapa III sobre los 1000 km. Esta compleja interacción de la placa subducida con el manto inferior observada a lo largo de un margen de subducción, está fuertemente relacionada con la historia tectónica de la región, el cambio de velocidad, la edad de la placa a lo largo de la trinchera y la heterogeneidad del manto.

Los trabajos anteriormente mencionados atribuyen en gran medida el estancamiento de las placas subducidas en el manto sobre 660 y 1000 km, a los saltos de viscosidad presentes. Sin embargo, hay otros parámetros físicos que se deben tener en cuenta a la hora de analizar la interacción de las placas subducidas con el manto, tal como la pendiente de Clapeyron en la transición de fase endotérmica, la velocidad de la placa oceánica, la dirección del flujo del manto y el movimiento de las trincheras.

2.2.3. Efecto de las fuerzas superficiales sobre la subducción

Las placas oceánicas subducidas en el manto pueden llegar a tener una gran variedad de morfologías, las cuales dependen de las fuerzas que se muestra en la Fig. (2.8). Estas fuerzas provocan placas que según tomografías sísmicas, pueden hundirse sin ninguna dificultad en el manto inferior y otras que se estancan en la zona de transición. En esta gran cantidad de fuerzas que actúan sobre la placa, el movimiento de las trincheras desempeñan un papel importante (retroceso o avance). Cómo afecta el movimiento de la trinchera la placa subducida aún es trabajo de discusión y los estudios dependen fuertemente del marco de referencia usado como se ve en los estudios de Sdrolias y Müller (2006), Schellart (2006), Schellart et al. (2008a, 2008b), Goes et al. (2010) y Kusky et al. (2014). Estudios como los anteriores, han mostrado que el movimiento de la trinchera puede ser el causante de que las placas se subduzcan en el manto inferior o por el contrario que se hundan profundamente en este.

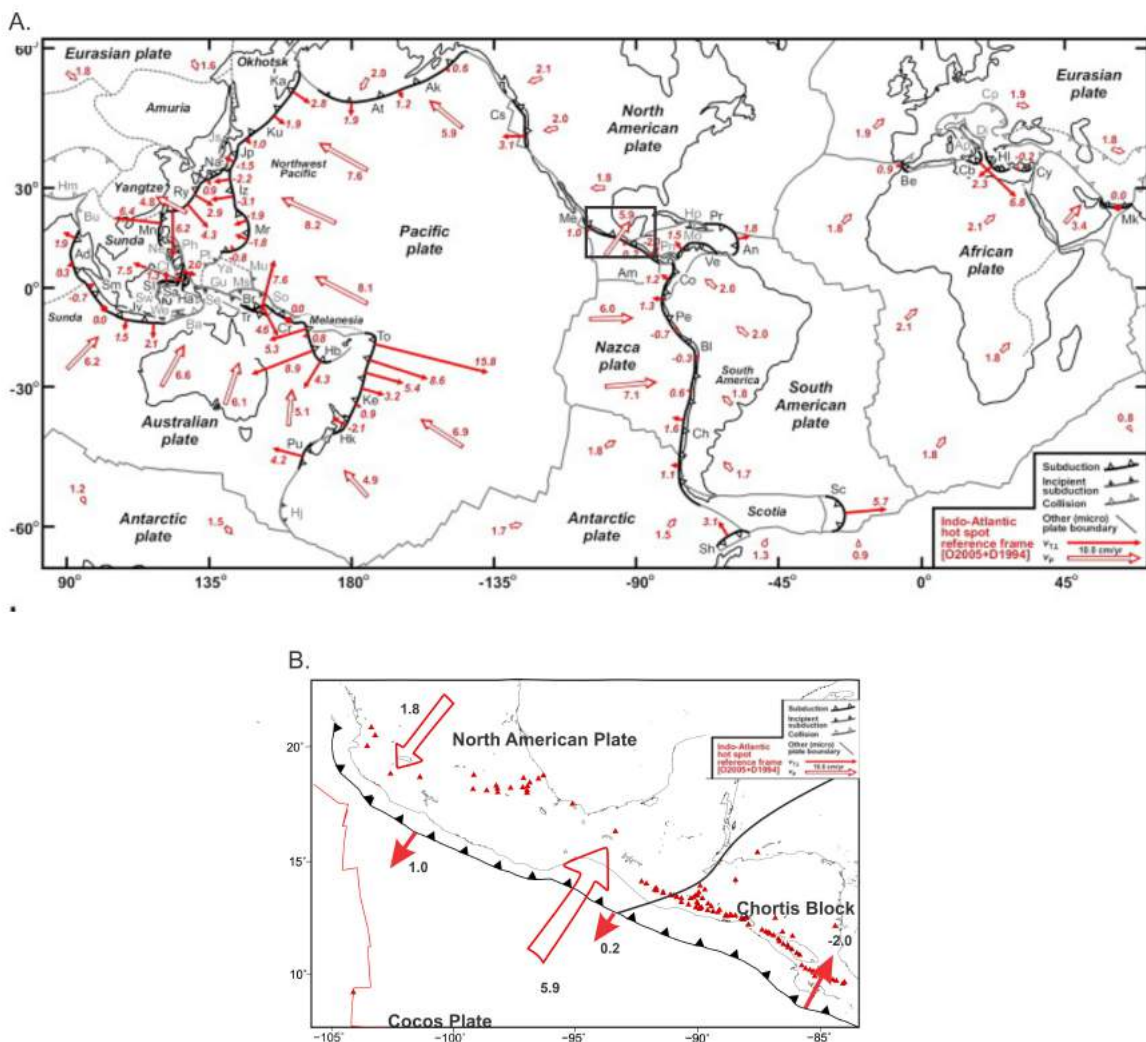


Figura 2.12: Mapas tectónicas que muestran las principales zonas de subducción en la Tierra, las velocidades de las placas principales y las velocidades de migración de trincheras A. Marco de referencia del hotspot indoatlántico combinado con el modelo de movimiento de placa relativo de DeMets et al. (1994). B. Zona de estudio en este trabajo tomando en cuenta el marco de referencia indoatlántico. Tomada de Schellart et al. (2008).

Cuando una placa queda estancada sobre 660 km, esta transmisión de esfuerzos desde el límite de la transición de fase endotérmica hasta la superficie, pueden ocasionar movimiento de la trinchera (Cizková et al., 2002 y Enns et al., 2005). Trabajos como los de Karato et al. (2001) y Faccenna et al. (2007) mostraron que las fuerzas de resistencia con el manto cambian con respecto a la profundidad y el tiempo, estas controlan las fuerzas que se transmiten de abajo hacia arriba y por lo tanto generan cambios importantes en el movimiento de la trinchera (Billen, 2008).

Entender cómo el movimiento de la trinchera afecta la morfología de la placa es complicado. Esto es porque las velocidades de las placas y de las trincheras dependen del marco de referencia con el que se este trabajando como se ve en las Figs. (2.12 y 2.13), tomadas del trabajo de Schellart et al. (2008). Generalmente al estudiar el movimiento de placas es necesario hacer un uso de marco de referencia absoluto; comúnmente se consideran velocidades absolutas de placas relativas a un manto hipotéticamente estancado, de allí es posible el uso de marcos de referencias de puntos calientes (Figs. 2.12 y 2.13). En la Tierra es poco frecuente encontrar trincheras estacionarias, lo normal es encontrar trincheras que retroceden hacia la placa subducida con respecto al manto inferior y en otros casos trincheras que avanzan hacia las placas de referencia. Esto produce consecuencias tales como la generación de arcos y el cambio en la dinámica del manto superior; es decir, el flujo del manto y la conducción del calor se ven afectados (Thorsten y Faccenna, 2009).

En el trabajo de Goes et al. (2010) se analiza la relación existente entre los movimientos de la trincheras y la subducción para el Cenozoico. Se analiza la subducción libre impulsada solamente por la flotabilidad de la placa subducida; en este proceso las placas se subducen gracias a la mezcla del movimiento descendente de la placa y el retroceso de la trinchera. Bajo estas suposiciones, las placas se hunden según lo denominado velocidad de Stokes (la relación existente entre cuerpos cayendo de manera vertical en un fluido viscoso debido a su propio peso). De acuerdo con este estudio, la mayoría de placas cenozoicas se hunden en el manto superior con fuerzas dominadas por la tracción de la placa en el manto superior, sólo las placas jóvenes que se mueven a velocidades lentas necesitan fuerzas que pueden estar relacionadas con el flujo inducido por el manto.

La mayoría de placas oceánicas están en proceso de retroceso y las que avanzan posiblemente están siendo afectadas por variables regionales (Goes et al., 2010). Estudios como los de Cizková et al. (2002), Enns et al. (2005), Stegman et al. (2006) y Cizková et al. (2007), analizan la relación existente entre la dinámica de la placa a medida que interactúa con un manto viscoso; placas con una alta resistencia de aproximadamente 10^{23} Pas quedan atrapadas en la zona de transición independientemente si existe un retroceso de la trinchera. Para placas que se hunden en el manto inferior, las tasas de retrocesos de la trinchera son bajas (Billen, 2008).

Según los trabajos de Sdrolias y Müller (2006), Müller et al. (2008), Schellart et al. (2008), Goes et al. (2011) y Williams et al. (2015), el 70 % de las trincheras a nivel global retroceden independientemente del marco de referencia tipo punto caliente que se esté utilizando; sin embargo, el más utilizado y consistente con las formas de placas y sus dinámicas es el punto caliente indoatlántico (Schellart et al., 2007). La mayoría de trincheras se mueven entre -1 cm/año en avance y $+2$ cm/año en retroceso. Algunas trincheras como las de Tonga, Izu-Bonin, Japón y Calabria se retiraron significativamente más rápido durante el Cenozoico y algunas como Marianas y Kermadec (la trinchera de Kermadec avanza a 5 cm/año) avanzan desde hace aproximadamente 10 Ma.

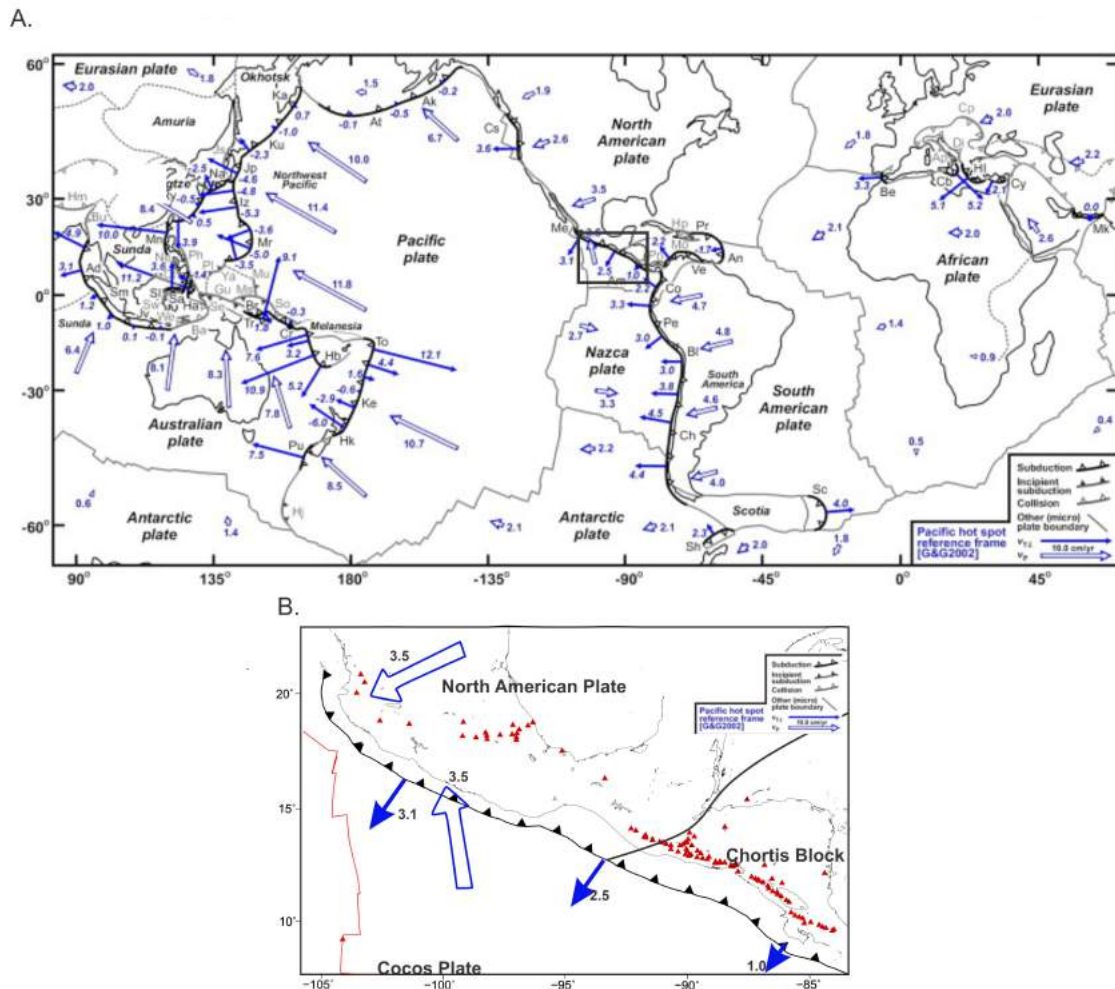


Figura 2.13: Mapas tectónicos que muestran las principales zonas de subducción en la Tierra, las velocidades de las placas principales y las velocidades de migración de trincheras A. Marco de referencia del punto caliente del Pacífico de Gripp y Gordon (2002), que utilizan el modelo de movimiento relativo de la placa de DeMets et al. (1994). B. Zona de estudio en este trabajo tomando en cuenta el marco de referencia con el punto caliente del Pacífico. Tomada de Schellart et al. (2008)

Las observaciones indican que existe una posible relación entre la edad de las placas y la velocidad de las trincheras; por ejemplo, altas tasas de movimiento en las trincheras (> 2 cm/año) sólo es posible encontrarlas en zonas de subducción con edades de placas oceánicas mayores de 50 Ma (Molnar y Atwater, 1978; Sdrolias y Müller, 2006; Goes et al., 2011; Goes et al., 2017). De acuerdo a Sdrolias y Müller (2006), las placas que aparecen aplanadas en la zona de transición debieron haber sufrido un retroceso de la trincheras de aproximadamente 2 cm/año en algún momento de su historia tectónica. Cuando se realiza una integración durante los últimos 50 Ma, todas las trincheras, excepto la trincheras de la placa India que avanzó ~ 1500 km, muestran un retroceso neto que van desde unos pocos cientos de km hasta 2000 km (Replumaz et al., 2004; Hafkenscheid et al., 2006; Goes et al., 2017).

El movimiento de las trincheras para placas que subducen y se hunden en el manto inferior está caracterizado por tasas de retroceso no muy grandes e importantes. Mientras que placas

que se estancan en la zona de transición, poseen una historia de retroceso significativo. Para ejemplificar lo anterior, trincheras que se movieron poco durante los últimos 50 Ma como Tonga-Kermadec, Izu-Bonin-Marianas y Japón-Kurile-Kamchatka se hundieron en el manto inferior.

Como ejemplo para placas oceánicas cuyas trincheras han experimentado un retroceso importante en la historia, se encuentra la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica y la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa de Suramérica. Esta subducción está caracterizada por estancamiento de las placas sobre 660 km como se puede identificar en el estudio de tomografía sísmica de Gorvatov y Fukao (2005). Sin embargo, en Centroamérica encontramos valores para la velocidad de la trinchera muy pequeños y en esta región en particular, es el único lugar donde la placa de Cocos parece hundirse profundamente en el manto (Grand, 1994; Ren et al., 2007; Müller et al., 2008; Goes et al., 2017).

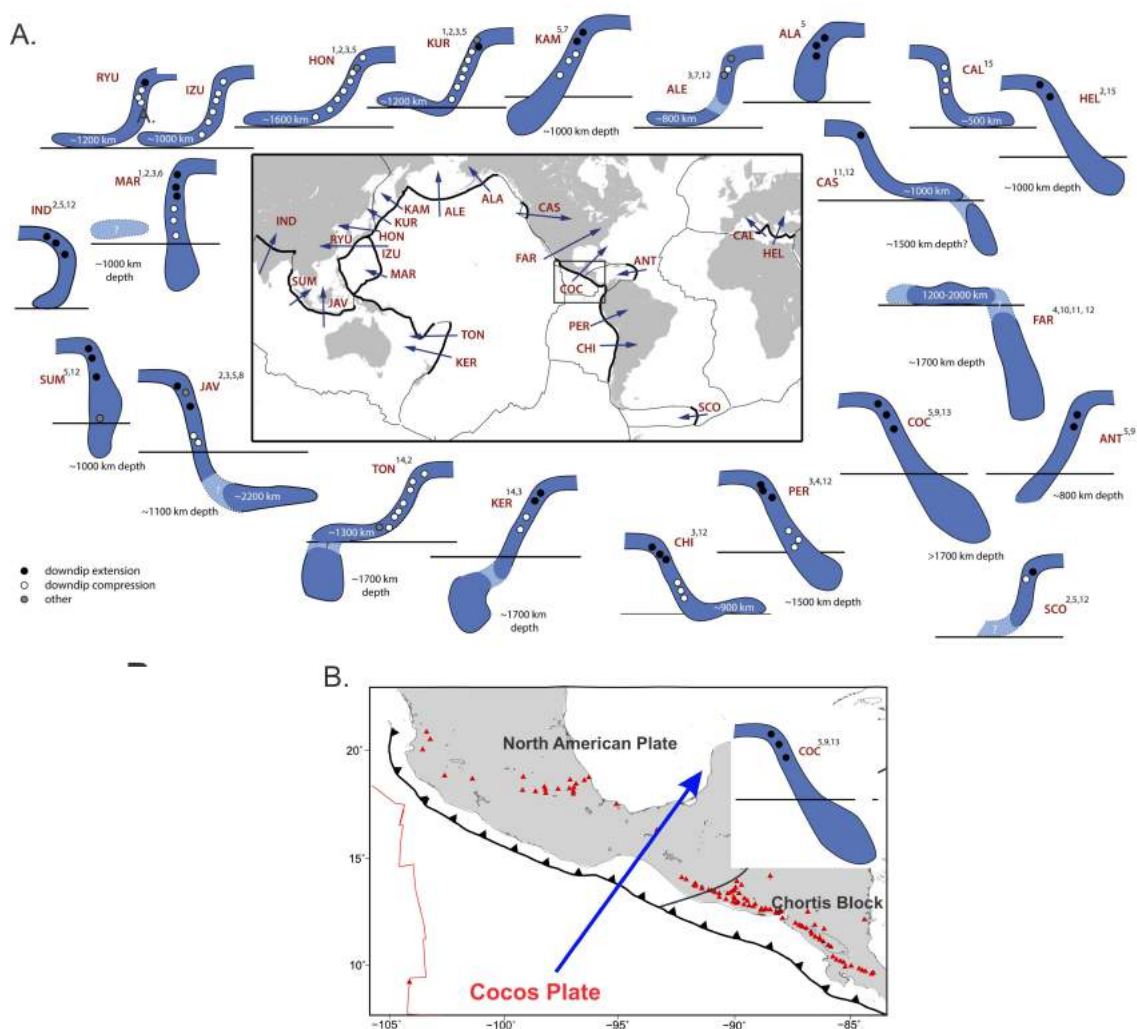


Figura 2.14: Mapas que muestran diferentes morfologías de las placas subducidas al rededor del mundo. A. Morfología de las placas subducidas y su comportamiento a nivel mundial. B. Forma de la placa Cocos para la zona de subducción Mesoamericana, debajo del Bloque Chortis. Tomada del trabajo de Goes et al. (2017)

El estudio de Goes et al. (2017) permitió analizar las diferentes formas de las placas subducidas

y cómo estas dependen de la velocidad de la trinchera y de las diferentes fuerzas que experimentan cuando inician a interactuar con el manto (Ver Fig. (2.14)). Esta conexión entre el movimiento de la trinchera y el manto modifica la dinámica de la placa subducida al interactuar con el manto inferior. Algunos estudios, como el de Ribe (2010), muestran que el avance de una trinchera sucede cuando las placas subducidas no tienen el suficiente tiempo para doblarse antes de que lleguen a la base del manto. La interacción entre una placa subducida con ángulo de inmersión alto y con una alta resistencia al hundimiento en la manto inferior, genera como consecuencia un avance de la trinchera.

De acuerdo con lo anterior, el avance de la trinchera no sucede de manera natural donde sólo actúa el hundimiento gravitatorio de la placa en el manto, sino, que debe estar relacionado con fuerzas de rozamiento adicional en el extremo inferior de la placa, desde su parte superior o por la llegada de elementos flotantes a la trinchera (Capitanio et al., 2010a; Magni et al., 2012; Fourel et al., 2014; Čížková y Bina, 2015; Goes et al., 2014; Goes et al., 2017).

Por otro lado, placas débiles se doblarán por efecto del flujo del manto sobre ellas y permitirían el acomodamiento de la placa en el manto. Placas con una alta resistencia y alta velocidad, se doblarán con un gran ángulo en la zona de transición y en este caso por la viscosidad, la densidad y la temperatura, se esperaría que domine las fuerzas que permiten el retroceso de la trinchera (Bellahsen et al., 2005; Funiciello et al., 2008; Schellart, 2008; Ribe, 2010; Goes et al., 2017).

Erosión por subducción

La erosión por subducción sucede en todos los límites convergentes, de donde las altas tasas de erosión por subducción están relacionadas con tasas de convergencia relativamente altas (> 6.0 cm/año) y bajas tasas de sedimentos a la trinchera ($< 4 \times 10^{11}$ cm²/año). Esto produce como consecuencia, un canal de subducción estrecho y topográficamente rugoso, que no es suavizado por turbiditas de grano fino ricas en agua, transportadas por el manto debajo de los límites de placas. La erosión por subducción es la principal causante de pérdida cortical, subducción de sedimentos, delaminación de la corteza inferior continental y subducción de la corteza durante colisión continental (Fig. 2.15)(Stern, 2011).

Existen dos tipos de subducción que generan diferentes tasas de erosión. La subducción tipo Marianas, la cual se caracteriza por poco acoplamiento con extensión de retroarco y sucede cuando la placa subducida retrocede más rápido que el avance de la placa continental; por ejemplo, la subducción de la placa de Pacífico al suroeste de Japón, registra tasas de erosión ≥ 30 km³/km/Ma desde 400 Ma. La subducción tipo chileno posee un gran acoplamiento y deformación compresiva en el retroarco. En este caso, la placa continental avanza hacia la trinchera más rápidamente de lo que la placa subducida puede retroceder. Un ejemplo, es el norte de Chile donde se registran tasas de erosión de (50 – 70) km³/km/Ma desde hace 150 Ma (Stern, 2011).

Los valores de tasas de erosión por subducción y la pérdida de corteza continental mostradas en la fig. (2.15A) han cambiado durante el tiempo para todas las zonas de subducción en el mundo, ya que estas dependen fuertemente de la interacción entre las placas continentales y oceánicas en el pasado. Por ejemplo, según Stern y Scholl (2010), la tasa de crecimiento y destrucción de la corteza son procesos que cambian en el tiempo y depende en gran medida del movimiento de los continentes y la interacción entre estos; las tasas de erosión pueden llegar a ser mayores durante la ruptura de super continentes, debido al incremento de flujos magmáticos y

la destrucción de corteza puede ser más alta cuando hay amalgamamiento de los supercontinentes, en este último caso, se genera mayor flujo de sedimentos resultante del levantamiento orogénico (Stern, 2011).

Los valores de erosión tienen una gran dependencia de la velocidad de subducción, el ancho del canal de subducción, el suministro de sedimentos a la trinchera y el ángulo de subducción. Según Clift y Vannucchi (2004), existen dos tipos de márgenes de subducción en la naturaleza: márgenes con acreción y márgenes con erosión; la acreción sólo sucede en márgenes con velocidades de convergencia relativamente pequeñas (> 7.6 cm/año). Si el suministro de sedimentos a la trinchera es alto, el canal se obstruiría de tal modo que trincheras con altas tasas de sedimentos entrantes ($> 4 \times 10^{11}$ cm²/año) provocan como consecuencia márgenes de acreción (fig 2.15.B). Por otro lado, trincheras con bajo ingreso de sedimentos ($< 4 \times 10^{11}$ cm²/año) son de tipo erosivas (Fig. 2.15)(Stern, 2010).

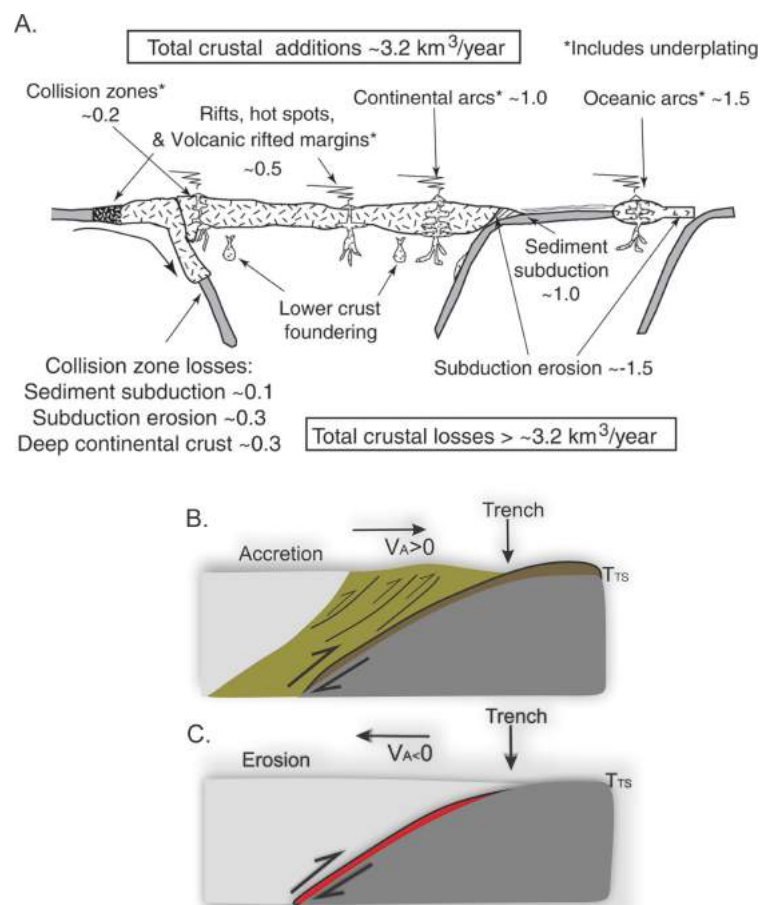


Figura 2.15: A. Representación de la formación de la corteza continental donde es posible observar las tasas de destrucción de la corteza las cuales están menos restringidas que la generación de la corteza. En la figura se muestran las diferentes características entre un margen de acreción y un margen erosivo. B. Representación de un margen cuando domina la acreción y en C. Un margen donde domina la erosión. V_A tasa de acreción de la trinchera normal, T_{TS} espesor de sedimento subducido. Cuando el valor es negativo, según la representación de Clift y Vannucchi (2004), domina la erosión y en este caso hay eliminación de material de la placa cabalgante; si el valor es positivo existe acreción, se origina un prisma debido al material acumulado de la placa cabalgante (Schellart y Rawlinson, 2013). Tomada de Stern y Scholl (2010) y Schellart y Rawlinson (2013).

El movimiento de las trincheras también juega un papel importante en la construcción de los márgenes; las trincheras con tasas de convergencia más altas y bajas tasas de entrega de sedimentos, ocurren generalmente en los márgenes erosivos y cuando el proceso es contrario, se forman márgenes de acreción (Stern, 2011). México y Centroamérica están caracterizados por un retroceso de trincheras; aunque en México existe un complejo de acreción antiguo, actualmente está en proceso de erosión debido al movimiento de retroceso de la trincheras, dicha erosión provocó la remoción de material en la parte inferior de la cuña de antearco. Estas velocidades de retroceso son pequeñas en comparación con Tonga, Chile o Perú y Clift y Vannucchi (2004) sugieren un retroceso de trincheras de 0.3 cm/año en Costa Rica siendo un poco más rápida que en México y Guatemala con una velocidad de 0.1 cm/año.

La tectónica de erosión en Costa Rica y la velocidad de retroceso de trincheras son generadas por la subducción ortogonal de la zona de fractura de Cocos. En México, la tasa de entrega de sedimentos es de $\sim 19.7 \text{ km}^3/\text{km}/\text{Ma}$ con una tasa de subducción de material de $60 \text{ km}^3/\text{km}/\text{Ma}$ y frente a Guatemala la tasa de entrega de sedimentos es de $\sim 12 \text{ km}^3/\text{km}/\text{Ma}$ con una tasa de subducción de $72 \text{ km}^3/\text{km}/\text{Ma}$ (Clift y Vannucchi, 2004).

En el Sur de México, Keppie y Morán-Zenteno (2005) sugieren un hundimiento de antearco entre los 23 Ma y 19.5 Ma, esta remoción fue después de la remoción de un bloque de antearco por una intensa erosión por subducción; aunque trabajos como los de Pindell y Dewey (1982), Pindell y Barrett (1999), Pindell (1994), Mann (1999), Dickinson y Lawton (2001), Rogers (2003), Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007); Ratschbacher et al. (2009), Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009), Talavera-Mendoza et al. (2013) y Ferrari et al. (2014), sugieren que esta remoción de material fue causada por la tectónica de deslizamiento debido al desplazamiento del Bloque Chortis hacia el SE (Keppie et al., 2009).

2.2.4. Influencia del flujo global del manto

Se han reportado varias investigaciones como las de Doglioni (2006), Doglioni y Panza (2015) y Ficini et al. (2017, 2019), que han estudiado la influencia del flujo mantélico sobre la subducción. Este flujo del manto puede generar importantes modificaciones en la morfologías de las placas y en la dinámica de subducción dependiendo de su dirección preferencial. La resistencia de las placas subducidas al flujo del manto representa gran importancia a la hora de analizar los ángulos de inmersión y el estado de los esfuerzos en la placa oceánica (Fig. 2.16).

Trabajos como los de Doglioni et al. (2003) y Hammond y Toomey (2003) han sugerido que el manto se mueve en una dirección E-SE al encontrar evidencia en el desplazamiento de la cadena volcánica del punto caliente de Hawaii. Estudios basados en el análisis de propagación de ondas de corte como los de Russo y Silver (1994) han sugerido que el manto se mueve hacia el Este debajo de la placa Nazca y estudios como los de Silver y Holt (2002) y Negrodo et al. (2004) han determinado un flujo en esta misma dirección debajo de la placa de Norteamérica y la placa del Caribe (Doglioni et al., 2005).

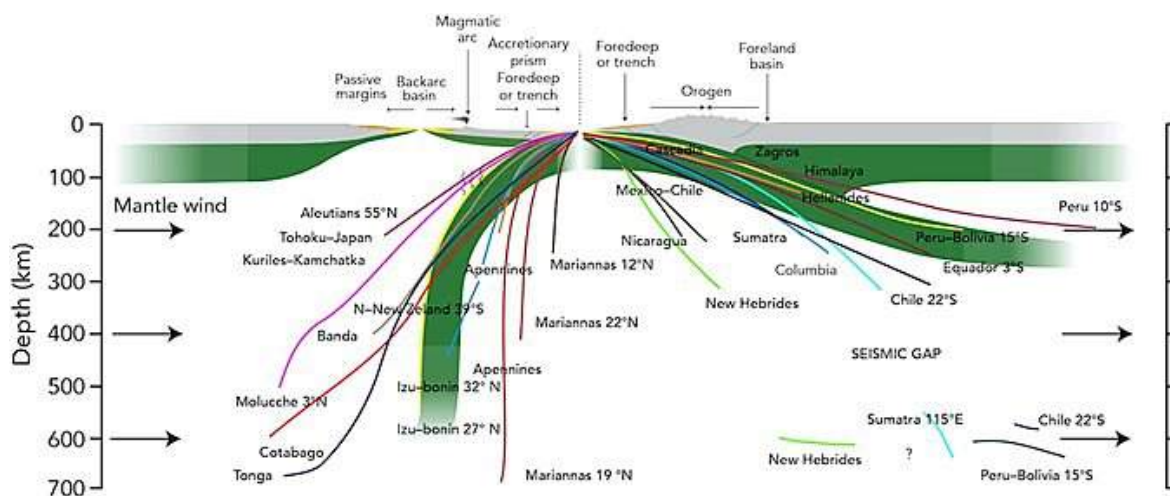


Figura 2.16: Representación de secciones transversales de placas subducidas de diferentes partes del mundo y como es su comportamiento ante un flujo del manto de dirección O-E. Cada línea representa la traza media de sismicidad a lo largo de cada subducción. Las placas en dirección Oeste tienen un buzamiento de 65.6° y las placas con dirección E o NE tienen un buzamiento promedio de 27.1° (Ficini et al., 2017). Tomada de Ficini et al. (2017).

El modelado numérico realizado por Ficini et al. (2017, 2019), muestra cómo un flujo dirigido hacia el Este genera cambios importantes en la tectónica regional y en la dinámica de la placa subducida (Fig. 2.16). El flujo del manto en esta dirección, facilita la tendencia de las placas a quedarse flotando en la zona de transición, lo que genera como consecuencia un ángulo de subducción menos pronunciado y una profundidad de subducción menor. Bajo esta dirección de flujo, se puede apreciar la formación de cadenas montañosas altas, sugiriendo una gran dependencia entre el ángulo de inmersión de la placa subducida con la topografía. Al inicio de la colisión, la flotabilidad de la corteza continental desacelera la tasa de convergencia. A medida que transcurre el tiempo, el material resultante entre la interacción de la placa oceánica y la placa continental, se acumula en el margen convergente, elevando la topografía y acumulando esfuerzos de compresión en la placa cabalgante (Ficini et al., 2017).

En los anteriores estudios se muestra que las placas subducidas son afectadas considerablemente por la dirección del flujo del manto, dando como resultado que cuando la polarización de subducción es opuesta al flujo del manto, la placa subducida se sumerge con un gran ángulo de inmersión ($\sim 60^\circ$). A su vez, placas que se subducen en la misma dirección del flujo del manto, dan como resultado ángulos de inmersión bajos ($\sim 27^\circ$) con subducción poco profunda (Fig. 2.16).

Estudios de modelación numérica han permitido analizar cómo la velocidad de flujo del manto modifica la forma de subducción, especialmente en la zona de transición. Se ha determinado que para tasas que comprenden entre 1 – 10 cm/año y cuya dirección de flujo es en la misma dirección de subducción, las placas quedan atrapadas por cierta distancia sobre la discontinuidad de 660 km (Ficini et al., 2017). En el trabajo de Ficini et al. (2017), reducen este intervalo y proponen una intensidad de flujo horizontal del manto de 3 cm/año, cuyo valor permitió obtener placas aplanadas en la zona de transición sobre 660 km y concordantes con lo que se observa en las tomografías sísmicas.

El trabajo de Zhu et al. (2020) basado en anisotropía sísmica en la región de México y Cen-

troamérica, muestra patrones paralelos anisótropos en el manto que son observados entre 300-450 km para la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica. Estos patrones sugieren el desarrollo de flujos toroidales de 2.5 cm/año que probablemente suceden en respuesta al retroceso de la placa. El flujo toroidal se ve obligado a inclinarse a profundidades cercanas a la cuña del manto, debido a la interacción entre el proceso de retroceso de la placa de Cocos y el flujo del manto en dirección Oeste-Este (Fig. 2.17).

En Husker et al. (2022) se usan técnicas de funciones de receptor para realizar la comparación entre la anisotropía sísmica de la zona de subducción mexicana, específicamente donde la placa de Cocos presenta subducción plana, con tremores tectónicos. En este estudio también se encuentra que la anisotropía del manto es principalmente paralela a la trinchera. Sin embargo, también es posible encontrar anisotropía cuya dirección es perpendicular a la trinchera en la cuña remanente del manto, estos cambios de dirección alrededor de la subducción plana, pueden ser explicados por la hidratación presente en el manto. En este último trabajo se puede observar cómo cambia la dirección de la anisotropía del manto a lo largo de la sección usada en el experimento MASE (Pérez-Campos et al., 2008) .

Hacia profundidades mayores de 450 km, es posible observar mediante tomografías sísmicas, el remanente de la antigua placa de Farallón. A esta profundidad se identifica orientaciones rápidas y perpendiculares del flujo al hundimiento de la placa, creándose flujos poloidales en el manto superior e inferior. Estos cambios en el flujo del manto, probablemente se generan por cambios en la viscosidad del manto a través de los 660 km y producen anisotropía sísmica inducida por deformaciones (Zhu et al., 2020). En Zhu et al. (2020) se mostraron firmas anisotrópicas provocadas por el desarrollo de flujo en el manto, que se crean por la combinación de la subducción, las velocidades de migración rápidas de las trincheras y las grandes variaciones en la forma de la placa (Fig. 2.17).

En el estudio de Chen et al. (2021) es posible identificar un flujo astenosférico hacia el Este debajo de la placa del Caribe, proveniente del Pacífico en dirección hacia el Atlántico. Bajo la suposición de que la placa del Caribe ha estado relativamente estacionaria desde el Eoceno (Sdrolias y Müller, 2006), el cambio del flujo del manto generado por la subducción en esta zona debe ser relativamente poco, donde los cambios en el flujo mantélico son provocados principalmente por la presión desde el interior del manto. Esto permite demostrar una viscosidad astenosférica dependiente del movimiento del manto. Chen et al. (2021) muestran que para valores de viscosidad mayores de 10^{21} Pas, el flujo de Couette (flujo generado entre dos placas, una placa se desplaza y la otra permanece en reposo) domina y la astenosfera sigue el movimiento hacia el Oeste.

Para valores de viscosidad menores, domina el flujo provocado por la presión del manto de abajo hacia arriba (flujo de Poiseuille) y el gradiente de presión empuja la astenosfera hacia el Este. Estos resultados son consistentes con resultados tomados de anisotropía sísmica, el desarrollo del magmatismo de arco posterior progresivo y la edad de firmas del punto caliente de Galápagos en América Central (este último en especial, muestra fuerte evidencia de la dirección preferencial del flujo del manto desde Este en el Pacífico hacia la región del Caribe) (Chen et al., 2021).

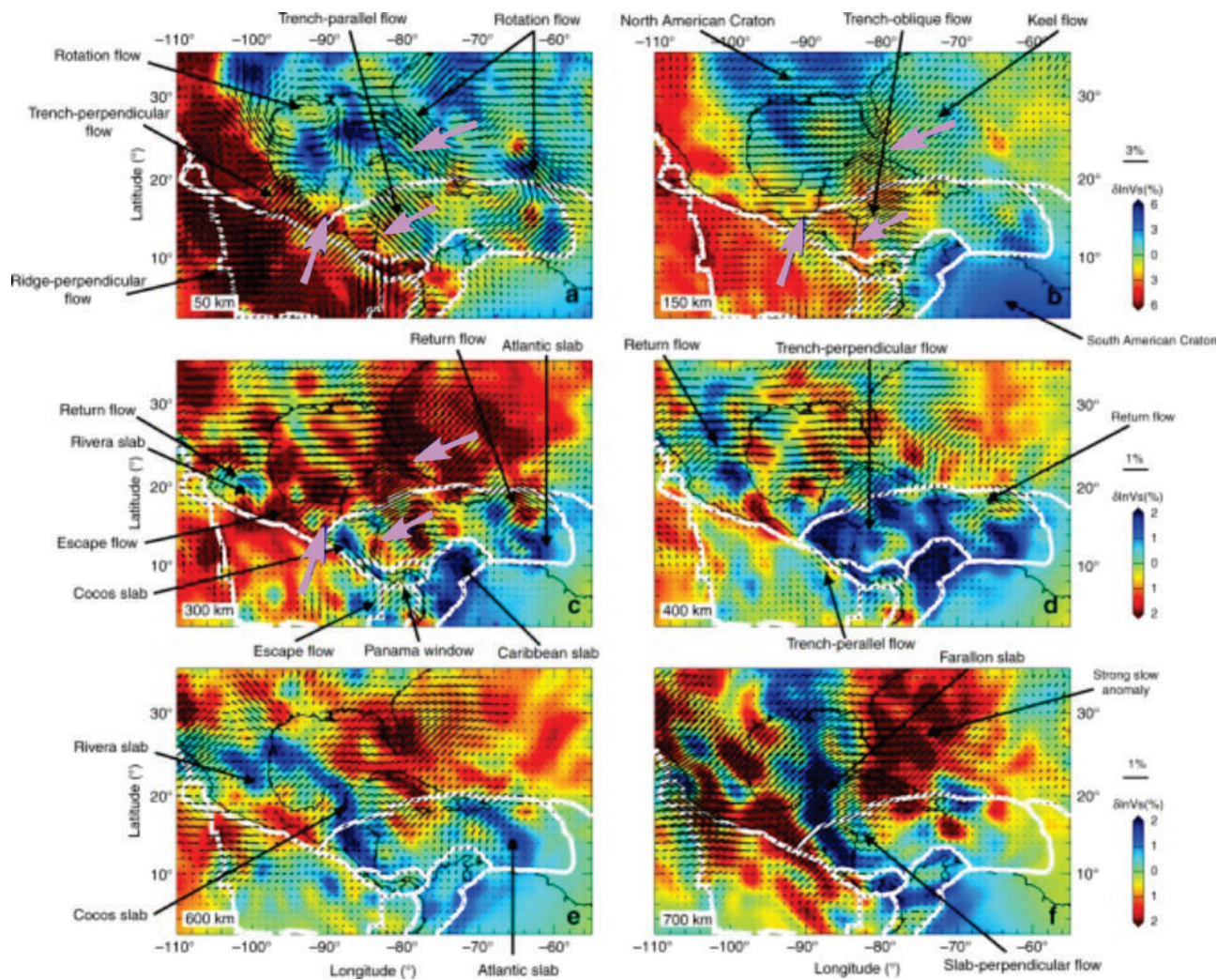


Figura 2.17: Resultados del trabajo de anisotropía sísmica de Zhu et al. (2020) para México y Centroamérica a profundidades de 50 a 700 km con un modelo de referencia de 1D STW10589, el cual es usado para calcular las perturbaciones relativas de la velocidad de onda. Las barras negras representan la magnitud y la dirección y las flechas rosadas, el movimiento de las placas. En este trabajo es posible observar el comportamiento del flujo a poca profundidad y cómo cambia a medida que la profundidad incrementa, a su vez, la dirección del flujo cuando es paralelo o perpendicular a la trinchera y el comportamiento de este en las zona de posibles desgarros (Zhu et al., 2020). Tomada de Zhu et al. (2020).

2.3. Consideraciones numéricas

Para estudiar de manera físico-matemática los diferentes procesos tectónicos y de convección en el manto se hace uso de las ecuaciones de Navier-Stokes bajo la suposición de un medio continuo, donde el manto se comporta como un fluido altamente viscoso en tiempo geológico. Las ecuaciones de Navier-Stokes de masa (ec. 2.3), momentum (ec. 2.4) y energía (ec. 2.5) se escriben en términos de presión, temperatura, densidad, velocidad, esfuerzos y deformación teniendo en cuenta propiedades del medio como la viscosidad, el calor específico, difusividad térmica, entre otras. La principal fuerza que actúa en estos procesos es la gravedad debido a diferentes concentraciones de densidad que componen las capas internas del planeta. A partir de la solución numérica de las ecuaciones de Navier-Stokes, se obtienen perfiles de temperatura y viscosidad para un proceso de subducción; donde estas son resueltas por el software libre CitcomS (Moresi y Gurnis, 1996; Zhong et al., 2000; Tan et al., 2006, 2014; Gerya, 2010). La deducción de las ecuaciones de masa, momentum y energía están desarrolladas en más detalle por Zhong et al. (2000), Gerya (2010) y Moreno (2017). Las ecuaciones que describen el proceso de subducción de forma generalizada son:

$$(\rho u_i)_i = 0, \quad (2.3)$$

$$-P_{,i} + (\eta(u_{i,j} + u_{j,i} - \frac{2}{3}u_{k,k}\delta_{ij}))_i - \delta\rho g\delta_{ir} = 0, \quad (2.4)$$

$$\rho c_P(T_{,t} + u_i T_{,i}) = \rho c_P \kappa K T_{,ii} - \rho \alpha g u_r T + \Phi + \rho(Q_{L,t} + u_i Q_{L,i}) + \rho H, \quad (2.5)$$

donde u_i es la velocidad, P es la presión dinámica, $\delta\rho$ es la anomalía de densidad, g es la aceleración de la gravedad, η es la viscosidad, T es la temperatura, κ es la difusividad térmica, H es la tasa de producción de calor, c_P es la capacidad calorífica, α la expansividad térmica, Φ es la disipación viscosa y Q_L es el calor latente de una transición de fase. Con la transición de fase, temperatura y las variaciones composicionales, la anomalía de densidad es:

$$\delta\rho = -\alpha\bar{\rho}(T - \bar{T}_0) + \delta\rho_{ph}\Gamma + \delta\rho_{ch}C, \quad (2.6)$$

donde $\bar{\rho}$ es la densidad en el perfil radial, \bar{T}_0 es la temperatura adiabática en a dirección radial, ρ_{ph} es el salto de densidad que ocurre en un cambio de fase, ρ_{ch} es la diferencia de densidad entre composiciones, Γ es la función de fase y C es la composición. La función de fase es definida como:

$$\pi = \bar{\rho}g(1 - r - d_{ph}) - \gamma(T - T_{ph}), \quad (2.7)$$

$$\Gamma = \frac{1}{2} \left(1 + \tanh \left(\frac{\pi}{\bar{\rho}g w_{ph}} \right) \right), \quad (2.8)$$

donde π es la presión reducida, d_{ph} y T_{ph} son la profundidad y la temperatura del cambio de fase, γ_{ph} es la pendiente de Clapeyron del cambio de fase y w_{ph} es la transición de fase. Las ecuaciones (2.3), (2.4) y (2.5) deben ser normalizadas mediante las siguientes expresiones:

$$\rho = \rho_0 \rho', \quad \alpha = \alpha_0 \alpha', \quad g = g_0 g',$$

$$\kappa = \kappa_0 \kappa', \quad \eta = \eta_0 \eta', \quad c_P = c_{P0} c'_P,$$

$$x_i = R_0 x'_i, \quad u_i = \frac{\kappa_0}{R_0} u'_i, \quad T_0 = \Delta T T'_0,$$

$$T = \Delta T (T' + T'_0), \quad T = \frac{R_0^2}{\kappa_0} t', \quad H = \frac{\kappa_0}{R_0^2} c_{P0} \Delta T H',$$

$$P = \frac{\eta_0 \kappa_0}{R_0^2} P', \quad d_{ph} = R_0 d'_{ph},$$

donde ρ_0 es la densidad de referencia, α_0 es la expansividad térmica de referencia, g_0 es la gravedad de referencia, κ es la difusividad térmica de referencia, c_{P0} es la capacidad calorífica, R_0 es el radio de la tierra, T_0 es la temperatura de superficie y ΔT es el cambio de temperatura entre la frontera del núcleo-manto y la superficie. Para realizar la normalización se deben reemplazar las ecuaciones anteriores y tener en cuenta los siguientes cambios de variables:

$$u_{i,j} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_j} = \frac{\partial u_i}{\partial x'_j} \frac{\partial x'_i}{\partial x_j}.$$

De las ecuaciones anteriores sabemos que: $x_i = R_0 x'_i$, por lo tanto: $\frac{\partial x'_i}{\partial x_j} = \frac{1}{R_0}$,

$$u_{i,j} = \frac{1}{R_0} \frac{\partial u_i}{\partial x'_j};$$

reemplazando u_i : $u_{i,j} = \frac{\kappa_0}{R_0^2} \frac{\partial u'_i}{\partial x'_j}.$

realizando el procedimiento anterior para P , t y T se tendría:

$$P' = \frac{\eta_0 \kappa_0}{R_0^3} P'_{,i}, \quad (2.10)$$

$$t'_{,t} = \frac{\kappa_0}{R_0^2}, \quad (2.11)$$

$$T_{,t} = \frac{\kappa_0 \Delta T}{R_0^2} T'_{,t'}, \quad \text{donde: } \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial T'}{\partial t'} \frac{\partial t'}{\partial t}; \quad (2.12)$$

reemplazando lo anterior en las ecuaciones (ec. 2.3), (ec. 2.4) y (ec. 2.5), seguido por un simple procedimiento algebraico se llegaría a:

$$\rho u_{i,i} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dr} u_r = 0, \quad (2.13)$$

$$-P_{,i} + (\eta(u_{i,j} + u_{j,i} - \frac{2}{3} u_{k,k} \delta_{ij}))_i + (R_a \bar{\rho} \alpha T - R_{ab} \Gamma - R_{ac} C) g \delta_{ir} = 0, \quad (2.14)$$

$$\rho c_P (T_{,t} + u_i T_{,i}) \left(1 + 2\Gamma(1 - \Gamma) \frac{\gamma_{ph}^2}{d_{ph}^2} \frac{R_{ab}}{R_a} D_i (T + T_0) \right) = \quad (2.15)$$

$$\rho c_P \kappa T_{,ii} - \bar{\rho} \alpha g u_r D_i (T + T_0) \left(1 + 2\Gamma(1 - \Gamma) \frac{\gamma_{ph}^2}{d_{ph}^2} \frac{R_{ab}}{R_a} \right) +$$

$$\frac{D_i}{R_a} \Phi + \bar{\rho} H,$$

donde R_a es el número de Rayleigh definido como:

$$R_a = \frac{\rho_0 g_0 \alpha_0 \Delta T R_0^3}{\eta_0 \kappa_0}, \quad (2.16)$$

el número de Rayleigh de cambio de fase, R_{ab} , el número químico de Rayleigh, R_{ac} , el número de Rayleigh de calentamiento interno, R_{aH} , y el número de disipación Di , se definen como (Zhong et al., 2000, Tan et al., 2014):

$$R_{ab} = R_a \frac{\delta \rho_{ph}}{\rho_0 \alpha_0 \Delta T}, \quad (2.17)$$

$$R_{aH} = R_{aH} \frac{R_0^3 - R_{CMB}^3}{3R_0^3}, \quad (2.18)$$

$$yDi = \frac{\alpha_0 g_0 R_0}{c_{p0}}. \quad (2.19)$$

respectivamente. Las anteriores ecuaciones describen la convección en el manto, bajo la consideración de que las fuerzas inerciales son mucho menores al resto de fuerzas que actúan en el sistema Tierra, es decir, mucho menor a la aceleración de la gravedad; de esa manera se puede considerar al interior de planeta como un fluido muy viscoso (del orden de 10^{21} Pas). La ecuación (2.13) incluye variaciones de densidad sin consecuencia de la gravedad, con el objetivo de suponer un fluido incompresible (aunque se observe en la realidad un manto compresible, donde la convección es controlada por las diferentes variaciones de densidad causadas por la gravedad) (Zhong et al., 2000; Valera, 2010; Gerya, 2010; Tan et al., 2014; Moreno, 2017).

La ecuación (2.14) representa el equilibrio entre las fuerzas de presión, las fuerzas de cuerpo representadas por la gravedad y las fuerzas resistencia viscosa. Al desaparecer el término temporal, la ecuación diferencial se convierte en un problema estacionario (Gerya, 2010; Moreno, 2017).

La ecuación (2.15) relaciona la primera y la segunda ley de la termodinámica, incluyen la conservación de la energía y el aumento de entropía causado por diferentes fuentes de calor. El cambio de temperatura con el tiempo es causado por conducción y advección del calor, el calor latente liberado en las transiciones de fase, el calentamiento adiabático donde viene incluida la gravedad y las diferentes fuentes de calor caracterizadas por la entalpía H (Zemansky, 1998; Zhong et al., 2000, 2007; Gerya, 2010; Valera, 2010; Moreno 2018).

Uno de los métodos usados para resolver las ecuaciones diferenciales (2.3), (2.4) y (2.5) es el método de elementos finitos. El método se basa en discretizar un dominio, dividiéndolo en pequeños elementos con una geometría característica. El continuo es dividido en una serie de elementos, que a su vez, están unidos por nodos, conformando lo que se denomina una malla y los nodos que representan las incógnitas del sistema de ecuaciones diferenciales, son resueltas por interpolaciones de funciones conocidas (Fig. 2.18) (Zhong et al., 2000; Frias, 2005; Moreno, 2017).

La malla matemáticamente es representada por una matriz llamada la matriz rigidez, donde el número de ecuaciones es proporcional al número de nodos que conforman la malla y estos nodos corresponden a las entradas de la matriz (Fig. 2.18) (Frias, 2005; Vargas, 2010; Moreno, 2017). A su vez, en el método de elementos finitos se incorpora la metodología de Galerkin que consiste en llevar el sistema de ecuaciones diferenciales a un sistema de ecuaciones integrales sobre el dominio de solución, llamado formulación débil (Ver Zhong et al., 2007).

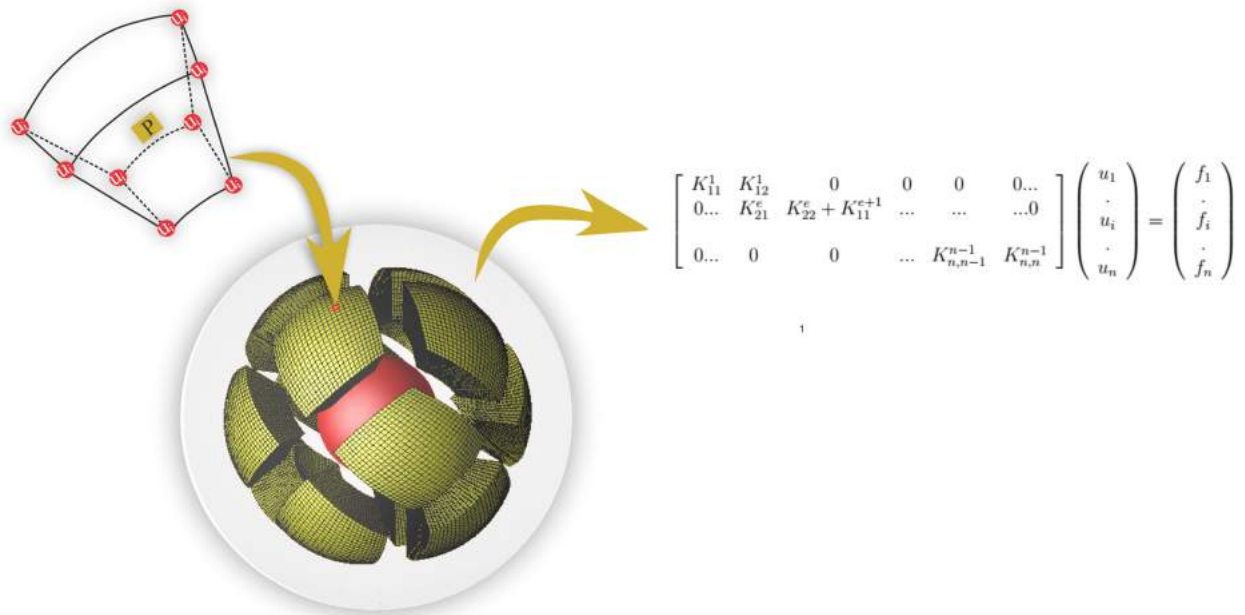


Figura 2.18: Representación de la discretización global en pequeños bloques para modelos regionales, donde cada elemento está representado por nodos que solucionan velocidad y presión. Se puede identificar la descomposición global en 3D por medio de una malla conformada por pequeños elementos hexaédricos. A su vez, la representación de la malla puede verse como un sistema matricial, donde K representa la llamada matriz de rigidez, u_i es la velocidad que son las incógnitas y f_i es el término de fuerza total del sistema resultante de las ecuaciones (2.3) y (2.4). El método de Galerkin Petrov surge cuando la matriz de rigidez K es asimétrica debido a que en estos casos la convección domina sobre la difusión en la ec. (2.5). (Tomada y Modificada de Zhong et al. 2000).

Para este estudio se resuelve el sistema de ecuaciones (2.3), (2.4) y (2.5), mediante el software CitcomS, con disponibilidad libre en <http://geodynamics.org>, el cual permite estudiar numéricamente el proceso de subducción. CitcomS resuelve el sistema de ecuaciones diferenciales parciales mediante el método de elementos finitos, donde el algoritmo de Uzawa es usado para resolver la ecuación de momentum junto con las restricciones de incompresibilidad y la ecuación de conservación de energía es resuelta con el método de elemento finitos de Galerkin Petrov de Streamline-Upwind. Las transiciones de fase y la reología del manto son incorporadas en el modelo, las cuales permiten obtener una mejor aproximación cuando se comparan con las tomografías sísmicas (Hünen, 1971; Tan et al., 2014; Moreno, 2017). La formulación débil de las anteriores ecuaciones se puede encontrar desarrollada en el trabajo de Zhong et al. (2000, 2007) y Moreno (2017).

El método de Streamline Upwind Petrov Galerkin se usa para resolver la ecuación de energía, esta ecuación es del tipo difusión-advención-reacción. La matriz asociada con la convección es asimétrica y como resultado se incorpora ruido u oscilaciones erróneas denominadas “wiggles” en los nodos. Generalmente este tipo de problemas posee convección dominante (Brooks, 1981). A partir del comportamiento de desestabilización del operador advectivo y oscilaciones espúreas incorporadas en los nodos de la ecuación, se desarrolló el método SUPG (Streamline Upwind Petrov Galerkin) junto con un algoritmo explícito predictor multicorrector para la ecuación de conservación de energía dependiente del tiempo, el cual fue desarrollado por Brooks (1981) y Hughes (2000) e incorporados en el CitcomS (Zhong et al., 2007; Moreno, 2017).

En la Fig. (2.18) es posible visualizar en la matriz, las componentes descritas por K , en el caso de un sistema con convección dominante, al transformar la ecuación (2.5) a una ecuación diferencial ordinaria; la matriz asociada, llamada la matriz de rigidez tiende a ser asimétrica. Cuando una matriz es asimétrica, los valores propios asociados a dicha matriz son de tipo imaginarios, lo que origina como consecuencia soluciones periódicas que incorporan oscilaciones e inestabilidad en la solución. El objetivo de este método (SUPG), que es posible ver su desarrollo matemático en Zhong et al. (2007), es tratar de volver lo más simétrica posible la matriz de rigidez K asociada a la ecuación diferencial (2.5) y por lo tanto, eliminar las oscilaciones e inestabilidad en la solución (Brooks, 1982; Garzón et al., 2009; Galeano et al., 2009; Roberts et al., 2015).

CitcomS resuelve los problemas de convección térmica no lineal dependiente del tiempo, mediante el método de elementos finitos, usando su formulación primitiva variable (es decir, velocidad y presión) en tres dimensiones en geometría esférica. Resuelve la ecuación de momento acoplada con la restricción de incompresibilidad (ec. 2.4) mediante el algoritmo de Uzawa, que divide el sistema en dos sistemas acoplados de ecuaciones y se obtienen sucesivamente, aproximaciones de la velocidad y presión (Atanga y Silvester, 1992; Ramage y Wathen, 1994; Zhong et al., 2006).

Las ecuaciones (2.3) y (2.4) conducen a un sistema de ecuaciones matriciales, de donde uno de los retos numéricos es poder resolverlas de manera eficiente. Hay metodologías directas e iterativas y CitcomS usa un método iterativo que permite reducir los costos en memoria y cómputo, para resolver el sistema matricial que surge de (2.3) y (2.4), a partir de la discretización y la formulación débil (ver Zhong et al., 2000). En este caso, es usado el algoritmo de Uzawa, el cual es una variante del método de penalización formulado por Fortin y Fortin (1985). Este algoritmo se basa en correcciones iterativas que permiten asegurar la condición de continuidad a partir de pequeños parámetros de penalización, de esta manera, soluciona un mal condicionamiento en el sistema de ecuaciones. Dicho algoritmo, hace uso del método del gradiente conjugado y del método de multigrilla para resolver el problema de las ecuaciones de Navier-Stokes de manera dual (Espino, 1994).

El método que mejor aproximación obtiene para modelos con una alta discretización es multigrilla; este define un conjunto de cuadrículas que están anidadas dentro de nodos comunes, similar a cómo se usan en diferencias finitas, resolviendo ecuaciones en paralelo dentro de varias mallas (Nava, 2016). Este método es usado con el objetivo de propagar la información rápidamente entre los diferentes nodos de la malla, conectándolos directamente entre sí y permitiendo que los nodos que son físicamente acoplados pero alejados en la malla, puedan comunicarse directamente durante cada ciclo de iteración. Esto coincide con la estructura física del problema del flujo de Stokes en el que los esfuerzos se transmiten instantáneamente a todas las partes del sistema en respuesta a cambios en la fuerzas de flotabilidad o condiciones de contorno (Zhong et al., 2007; Moreno, 2017).

La construcción de la malla es realizada mediante elementos hexaédricos (es decir ocho nodos de velocidad con funciones de interpolación trilineal y un nodo de presión constante para cada hexaedro). Este tipo de geometría para los elementos fue escogida con el fin de determinar con una alta precisión, la presión (Fig. 2.18) (es decir la topografía dinámica) teniendo en cuenta un medio con un flujo de Stokes incompresible (Zhong et al., 2000, 2007; Tan et al., 2014; Moreno, 2017).

El uso de elementos hexagonales de ocho nodos genera algunas complicaciones sobre la esfe-

ricidad del modelo, por lo tanto, cada elemento se crea con cierta aproximación; de donde la malla numérica está diseñada para tener una resolución relativamente uniforme tanto en regiones polares como ecuatoriales y evitando una resolución excesiva cerca de los polos. Para modelos globales, la Tierra es dividida en 12 partes, y cada una de las partes es dividida en elementos de $N \times N$, representando la gran ventaja de que la computación en paralelo está incorporada naturalmente mediante el código de alto rendimiento multigrilla (Zhong et al., 2000; Moreno, 2017).

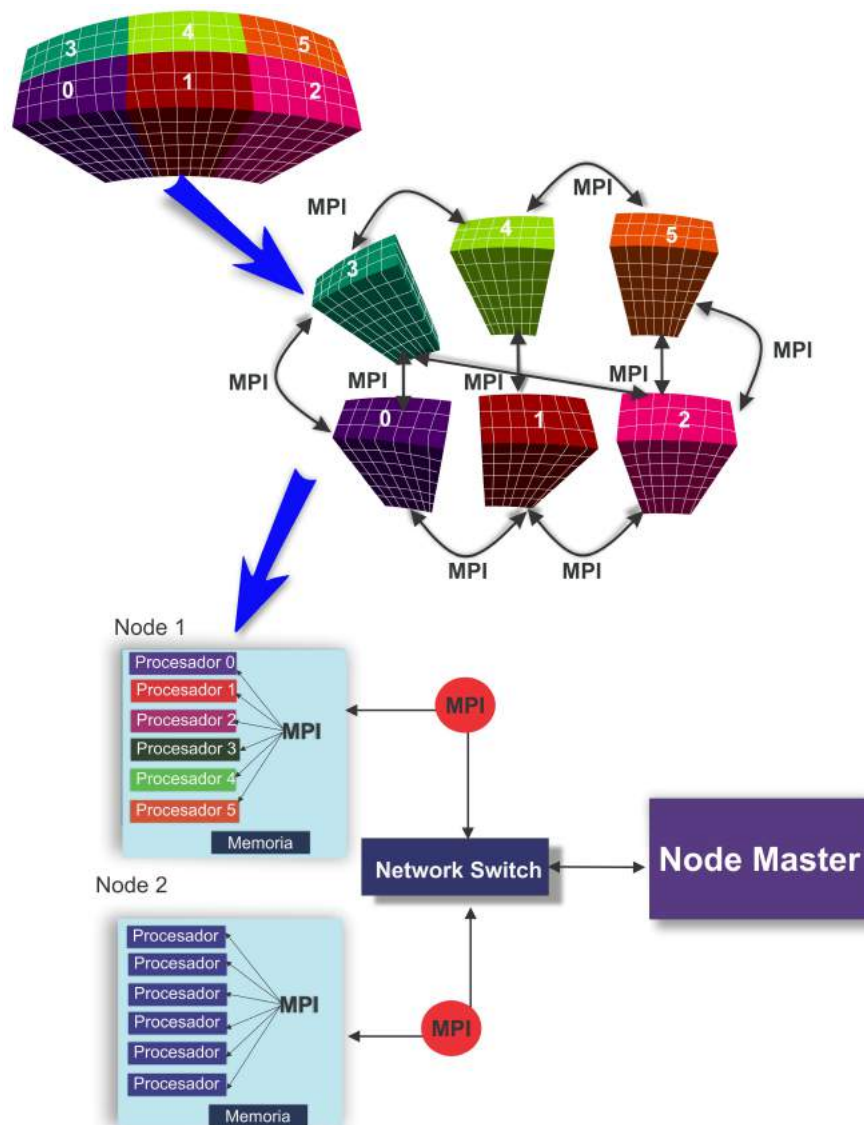


Figura 2.19: Representación de la división de un dominio discretizado en elementos. Este dominio es dividido a su vez en bloques de igual número de nodos y elementos. Los bloques son interpretados como la información que cada procesador va a desarrollar y la información que comparten entre bloques es transmitida gracias a la librería MPI. La información entre cada grupo de procesadores que compone un NODO es transmitida también por MPI y una red a el nodo principal. El CitcomS incorpora esta librería para facilitar el desarrollo numérico de las ecuaciones diferenciales y disminuir el tiempo de cómputo (modificada de Vargas, 2010).

Modelar los fenómenos de subducción requiere la resolución de ecuaciones matriciales de gran tamaño, por lo tanto es necesario el uso de herramientas computacionales de alto rendimiento

y el uso de paralelización mediante MPI. En el CitcomS, el dominio es dividido en bloques, donde cada división es resuelta por una computadora del clúster y es tratado como un problema individual de tamaño reducido. Localmente, el problema reducido es tratado mediante el gradiente conjugado o el algoritmo multirejilla, dicha división requiere un tratamiento especial para los nodos fronterizos de cada bloque, con el fin de garantizar la convergencia (Zhong et al., 2000,2007; Tan et al., 2014; Moreno, 2017).

Para dicho tratamiento de los nodos, la implementación de paralelización del CitcomS está habilitada mediante MPI para comunicaciones interprocesador, es decir, se encarga de intercambiar el resultado de las fronteras de los bloques entre las particiones (Fig. 2.19) (Zhong et al., 2000; Vargas, 2010; Moreno, 2017). MPI que es definido como una interfaz de paso de mensaje, permite la comunicación de rutinas globales, las cuales consisten, en enviar un mensaje característico a otras máquinas y realizar cálculos globales como el cálculo de una suma acumulativa de datos distribuidos en varias máquinas (Nielsen, 2016). Este conjunto de programas y librerías surge con la necesidad de facilitar la implementación de programas que necesitan transmitir información con gran eficacia. Los programas se ejecutan de manera simultánea en varias computadoras, las cuales están interconectadas entre sí por medio de una red de cómputo (Fig. 2.19) (Vargas, 2010).

Capítulo 3

Metodología

En este estudio se modeló a través del software libre CitcomS (Moresi y Gurnis, 1996; Zhong et al., 2000; Tan et al., 2006, 2014) el movimiento del Bloque Chortis (Fig. 2.4) para tres hipótesis de evolución tectónica: la hipótesis del Pacífico de Keppie y Morán-Zenteno (2005), la hipótesis tradicional (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barrett, 1999; Pindell, 1994; Mann, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Rogers, 2003; Rogers et al., 2007; Mann et al., 2007; Ratschbacher et al., 2009; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009; Talavera-Mendoza et al., 2013; Ferrari et al., 2014; Boschman et al., 2014; Molina-Garza et al., 2012, 2019) y finalmente, la hipótesis In Situ (Meschede y Frisch, 1998; James, 2006).

En la metodología usada, se describirá la formulación para trincheras irregulares sobre una superficie, la construcción numérica de la frontera cinemática superior y la creación del modelo de subducción inicial para cada una de las hipótesis explicadas con anterioridad. Aunque la hipótesis tradicional es la que normalmente se aborda primero en la literatura, en este trabajo de investigación, la metodología se desarrollará iniciando por la reproducción numérica de la hipótesis del Pacífico. Esto es debido a que su construcción numérica era más sencilla de abordar que la construcción de la hipótesis tradicional como se verá más adelante.

Para todos los modelos se usaron herramientas de modelado numérico paralelizado como el Cluster de alto rendimiento ADA del Laboratorio Nacional de Visualización Científica Avanzada (LAVIS). Se usaron herramientas de programación como Perl y Python y la visualización se realizó mediante el software Open source paralelizado Paraview. Las condiciones del manto, como los valores de transición de fase y viscosidad fueron tomados de publicaciones como Goes et al. (2017), Agrusta et al. (2017), Christensen (1995), Torii y Yoshioka (2007), Billen (2008), Cizcova et al. (2012), Jenkins et al. (2017) y Moreno (2017). El campo de velocidades se construyó de acuerdo con los marcos de referencia tipo punto caliente expuestos en Sdrolias y Müller (2006).

El sistema de ecuaciones diferenciales que describe los procesos de convección en el manto (ec. 2.3, ec. 2.4 y ec. 2.5), es resuelto mediante el software CitcomS usando el método de elementos finitos. Las restricciones de incompresibilidad de la ecuación de momentum es solucionada haciendo uso del algoritmo de Uzawa y la ecuación de conservación de energía es resuelta mediante el método de elementos finitos de Galerkin Petrov de Steamline-Upwind (<https://geodynamics.org/cig/software/citcoms/>) (para más detalle de la formulación débil del sistema ver Zhong et al., 2007; Tan et al., 2014; Moreno, 2017). Las coordenadas del dominio son definidas en términos de θ que representa la colatitud, ϕ que representa la longitud y z el radio o profundidad. El dominio es definido en radianes y las constantes ingresadas al software

son ingresadas adimensionalmente para facilidad en la solución de las ecuaciones diferenciales (ver Eh Tan et al., 2014). Las constantes usadas en este estudio pueden verse en la Tabla 1.

Tabla 3.1: Constantes usadas en este estudio.

Parámetro	Notación	valor
Densidad de referencia del manto	ρ_0	3500 kg/m ³
Gravedad	g	10 m/s ²
Temperatura en la superficie	T_s	0[-]
Temperatura en el dominio inferior	T_b	1[-]
Cambio en la temperatura de CMB a la superficie	ΔT	1500°
Radio	R_0	6371000 m
Coefficiente de expansión térmica	α	$2 \times 10^{-15} \text{ K}^{-1}$
Difusividad térmica	κ	$1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
Viscosidad de referencia	η_0	$2 \times 10^{21} \text{ Pas}$
Número de Rayleigh	$R_a = \frac{\rho_0 g \alpha_0 \Delta T R_0^3}{\kappa_0 \eta_0}$	$R_{a410\text{km}} = 4.07 \times 10^8$ $R_{a660\text{km}} = 8.14 \times 10^8$
Pendiente de Clapeyron_410km	$\gamma_{410\text{km}}$	2.0 MPa/K
Pendiente de Clapeyron_660km	$\gamma_{660\text{km}}$	-2.0 MPa/K

El área de estudio se observa en la Fig. (2.3), en donde se muestran perfiles de tomografía sísmica global de la zona de estudio (Obayashi et al., 2003). Los perfiles desde A-A' hasta E-E' representan las secciones transversales de tomografía sísmica correspondiente a la subducción de la placa de Cocos debajo de México y el Bloque Chortis. El perfil B-B' atraviesa el centro de México y es posible identificar una subducción plana poco profunda y una subducción estancada en la zona de transición entre 410 y 660 km. La subducción de Cocos se caracteriza por un aumento gradual del buzamiento a través del manto superior y la zona de transición a medida que nos desplazamos hacia el Sur. Debajo del Bloque Chortis, la placa de Cocos penetra en el manto inferior, donde comienza a curvarse horizontalmente por debajo de los 660 km. Los resultados numéricos obtenidos en este estudio serán comparados con los perfiles de tomografía sísmica mostrados en la Fig. (2.3).

Para realizar modelado numérico de procesos de subducción es necesario definir adecuadamente las condiciones de frontera del dominio. Estas condiciones de frontera están relacionadas con las condiciones de temperatura del dominio, la viscosidad del manto y las condiciones cinemáticas de la frontera superior (en este último se define el campo de velocidades con el que las placas iniciarán a moverse).

3.1. Condiciones en la frontera

El modelado utiliza la construcción de mallas regionales del CitcomS, donde nuestro dominio es representado por una porción de cascarón esférico definido por diferentes distribuciones de viscosidad y temperatura que representan la corteza y el manto. La corteza es definida a partir de su dependencia de la temperatura y su perfil térmico se construye de acuerdo con las edades de las placas. La temperatura es $T=0$ en la superficie y en la parte inferior del modelo se impone una isoterma $T=1$ (recordando que los valores son adimensionales y se toma como temperatura máxima, la temperatura potencial del manto de $T=1350^\circ\text{C}$).

Las fronteras laterales del dominio son de tipo reflejante, donde la velocidad en la dirección vertical es siempre cero, por ello, es ideal que se construyan modelos con un gran dominio para

evitar ruido numérico en los resultados finales. El límite inferior del modelo es de tipo libre de deslizamiento (esfuerzos normales y de cizalla iguales a cero). Sin embargo, es posible agregar componentes de flujo del manto, los cuales para el CitcomS son adimensionales y para obtener el valor en cm/año se debe realizar el siguiente cálculo:

$$u_i = u'_i \frac{\kappa_0}{R_0}, \quad (3.1)$$

donde u'_i corresponde al valor adimensional, κ_0 es la difusividad térmica y R_0 es el radio de la Tierra.

Para los modelos numéricos se divide el dominio interior en cuatro capas principales de viscosidad que representan la corteza, el manto superior, la zona de transición y el manto inferior. Aunque durante el desarrollo de este trabajo, muchos modelos incorporarán dos capas de viscosidad por debajo de los 660 km: una capa de baja viscosidad debajo de 660 km y un salto de alta viscosidad a 1000 km (Fig. 3.1). La importancia de estas capas de viscosidad fueron explicadas en la subsección 2.2.1 y los estudios como los de Fukao et al. (2001), Torii y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi (2013), Liu y Zhong (2016), Jenkins et al. (2017) y Mao y Zhong (2018), mostraron la gran influencia que tienen en el estancamiento de placas subducidas sobre 660 y 1000 km. Finalmente, los perfiles de viscosidad fueron construidos con las ecuaciones (2.1) y (2.2).

En el límite entre la placa continental y la placa oceánica se define un artificio numérico denominado canal de baja viscosidad de 0.1×10^{21} Pas con un ancho de 40 km y con una profundidad máxima de 300 km. Esta capa es necesaria para desacoplar las placas y lograr generar la subducción. Para rastrear el movimiento de la placa subducida en el manto se usan más de 2 millones de trazadores pasivos que se mueven con el flujo del manto sin modificarlo (Manea y Gurnis, 2007; Schröder et al., 2012).

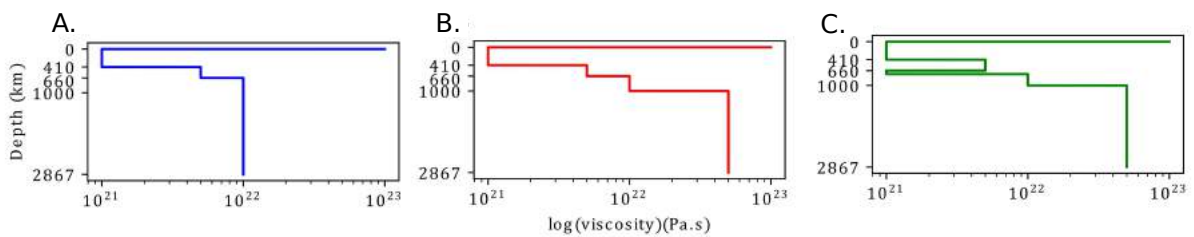


Figura 3.1: Distribuciones verticales de viscosidad utilizadas en este estudio. A. La distribución consta de 4 capas con una viscosidad de $(100, 1, 5, 10) \times 10^{21}$ Pas para corteza, manto superior, zona de transición y manto inferior. B. Distribución de viscosidad con un incremento adicional de $(50 \times 10^{21}$ Pa s) debajo de 1000 km de profundidad (Fukao y Obayashi, 2013; Jenkins et al., 2017). C. Distribución de viscosidad con una capa de baja viscosidad $(1 \times 10^{21}$ Pa s) y un espesor de 70 km, introducida debajo de la discontinuidad de 660 km (Fukao et al., 2001; Torii y Yoshioka, 2007; Liu y Zhong, 2016).

Las condiciones de velocidades del límite superior (condiciones cinemáticas de frontera) son un poco más complicadas y construir el campo de velocidades que describen el movimiento de la placa oceánica y corteza continental, puede llegar a ser un gran desafío de tipo numérico, como se verá más adelante.

Otras condiciones de frontera son representadas por las edades de las placas. Cada placa es definida por una edad en Ma y a partir de esta edad, CitcomS construye el perfil de tempera-

tura (recordemos que no es lo mismo un perfil de temperatura para una placa joven y caliente a una placa vieja y fría).

Igualmente, la construcción numérica de la trinchera y su evolución a lo largo del tiempo y espacio representó grandes desafíos numéricos, ya que para estos modelos, se quería representar lo más aproximadamente posible las hipótesis planteadas para la proveniencia y desplazamiento del Bloque Chortis en el pasado. La construcción del campo de velocidades para el límite superior y el cambio en el tiempo y espacio de trincheras, fue uno de los temas principales a tratar en este trabajo de investigación.

Cada modelo evolucionó durante un periodo de tiempo de 45 Ma, este tiempo es planteado por facilidad numérica (debido al alto costo computacional, no es fácil modelar más tiempo geológico). Para la evolución de mayor tiempo geológico es necesario implementar dominios cada vez más grandes, por el motivo de que los trazadores que definen la placa oceánica, pueden consumirse totalmente en el tiempo sino se definen la cantidad adecuada en el espacio. Esto requiere mayor esfuerzo computacional que se ve reflejado en mayor consumo de espacio en el sistema de almacenamiento, mayor gasto de recursos de RAM y mayor tiempo de simulación. Por ejemplo, para completar 45 Ma en tiempo geológico era necesario definir 1300 pasos numéricos que equivale a un tiempo de cómputo de aproximadamente 6 días.

Como se ha descrito con anterioridad, los campos de velocidad que definen la dirección en la que se van a mover las placas, fue parte de este trabajo de investigación. Para ello se generó una serie de códigos numéricos basados en la metodología propuesta por Kopriva (2009) y Acosta y Kopriva (2011), para la generación de mallas en movimiento, aplicado a la generación de trincheras irregulares que se mueven sobre una superficie esférica. A continuación se explicará con detalle el desarrollo matemático de esta propuesta.

3.1.1. Generación automatizada de trincheras: flujo en la superficie

Una de las principales diferencias en los modelos de movimiento de trincheras, se encuentra en la determinación de los sectores fijos sobre los cuales se encuentra moviéndose las curvas que definen las trincheras. Esta idea se puede ver como la transformación de una curva $\Gamma_4(s)$ (trinchera en tiempo cero) en otra curva $\Gamma_2(s)$ (trinchera en tiempo final) por medio de traslaciones y rotaciones. Para construir la transformación, se definió el dominio Ω como el rectángulo $[t_0, t_F] \times [s_0, s_F]$ donde los desplazamientos horizontales representan cambios en el tiempo y los desplazamientos verticales representan cambios espaciales sobre las curvas.

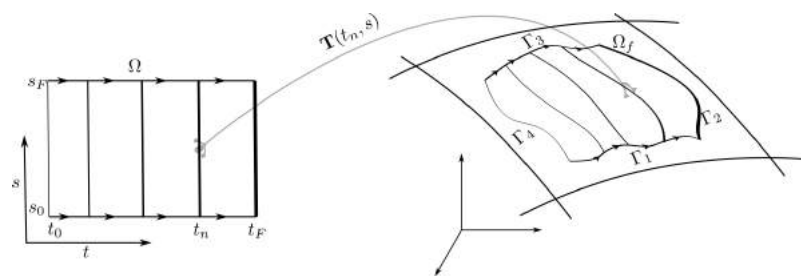


Figura 3.2: Transformación $T(t, s)$ de la curva Γ_4 en la curva Γ_2 .

En la Fig. (3.2) se puede observar la evolución temporal de las trincheras como una transformación \mathbf{T} , que convierte rectas horizontales en el tiempo t_n del dominio Ω en trincheras del

dominio físico Ω_f . Por medio de este tipo de transformaciones se busca establecer de forma automatizada la forma de las trincheras en un tiempo determinado y el flujo o campo vectorial que describe este movimiento (para más detalle ver Kopriva, 2009).

3.1.2. Transformación de coordenadas

Para fines del documento y simplicidad de los cálculos, el sistema de coordenadas usado es el esférico (ϕ, θ, r) . A demás, se supone que las curvas se encuentran sobre la superficie terrestre, que es representado por una esfera de radio r , por lo que quedan definidas de la siguiente manera:

$$\Gamma_i(z) = (\phi(z), \theta(z), r), \quad (3.2)$$

con r constante y z una parametrización de la curva. Adicionalmente, es necesario exigir una parametrización por longitud de arco y re-escalar el rectángulo $[t_0, t_F] \times [s_0, s_F]$ en $[0, 1] \times [0, 1]$ por las ventajas adimensionales. De esta manera, se interpolaron las cuatro curvas usando el método de spline cúbicos regulares y se garantizó la parametrización adimensional solucionando por el método de Newton la siguiente ecuación,

$$s - s_0 = \frac{1}{L} \int_{h_0}^h \sqrt{(dr)^2 + r^2(d\theta)^2 + r^2 \sin^2 \theta (d\phi)^2} dz. \quad (3.3)$$

Los parámetros que se usarán para referirnos al dominio computacional $\Omega_c = [0, 1] \times [0, 1]$ son (ξ, η) .

3.1.3. Interpolación transfinita

En una transformación algebraica lineal, se asigna a cada punto (ξ, η) de Ω_C , un punto (x, y, z) en Ω_F por medio de un mapeo $\mathbf{X} = (x(\xi, \eta), y(\xi, \eta), z(\xi, \eta)) = \mathbf{X}(\xi, \eta)$, como se muestra en la Fig. (3.3).

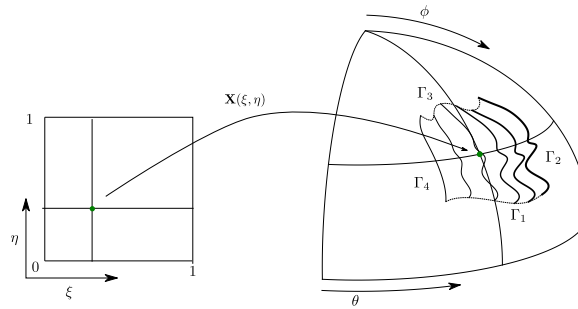


Figura 3.3: Interpolación transfinita (ec. 3.6) sobre la esfera.

Para dominios simplemente conexos como dominios cuadrangulares sin agujeros, obtenemos una transformación algebraica que al menos garantiza que los límites del cuadrado de referencia se mapean en los límites del dominio físico. Los límites del dominio en este caso son las cuatro curvas $\Gamma_1, \Gamma_2, \Gamma_3$ y Γ_4 , opuestos dos a dos (ver Fig. 3.3 y Kopriva, 2009).

Con el fin de construir la transformación \mathbf{X} , se inicia con la transición de las trincheras Γ_4 a Γ_2 , tal cual estaría dada por:

$$X^1(\xi, \eta) = (1 - \xi)\Gamma_4(\eta) + \xi\Gamma_2(\eta), \quad (3.4)$$

esta transformación bastaría si existe la seguridad de que los otros dos lados del cuadrilátero curvo Ω_F son segmentos de recta. Sin embargo, uno de los principales intereses es incorporar algunos modelos que consideran estos dos lados curvos, por lo que se hace necesaria otra transformación bilineal entre Γ_1 y Γ_3 :

$$X^2(\xi, \eta) = (1 - \eta)\Gamma_1(\xi) + \eta\Gamma_3(\xi), \quad (3.5)$$

el resultado final es la suma de las interpolaciones (ec. 3.4) y (ec. 3.5) menos algunos términos que garantizan la correcta correspondencia entre las fronteras,

$$\begin{aligned} \mathbf{X}(\xi, \eta) = & (1 - \xi)\Gamma_4(\eta) + \xi\Gamma_2(\eta) + (1 - \eta)\Gamma_1(\xi) + \eta\Gamma_3(\xi) \\ & - (1 - \xi)\{(1 - \eta)\Gamma_1(0) + \eta\Gamma_3(0)\} \\ & - \xi\{(1 - \eta)\Gamma_1(1) + \eta\Gamma_3(1)\}, \end{aligned} \quad (3.6)$$

para discretizar los operadores gradiente y divergencia son necesarios algunos términos métricos, como son los vectores covariantes y contravariantes en cada nodo del sistema de coordenadas del dominio físico, el jacobiano en cada nodo y los vectores normales a las fronteras, todo esto parametrizado en (ξ, η) . Para más detalle del formalismo de la interpolación transfinita aplicado a la generación de mallas en elementos espectrales ver Kopriva (2009).

3.1.4. Términos métricos

El principal interés de esta sección es hacer uso de la base de vectores covariantes para representar el flujo generado por la transición de trincheras en términos de la longitud de arco y el tiempo, es decir, las variaciones del sistema coordenado curvilíneo con respecto a (ξ, η) (ver Fig. 3.4, Kopriva, 2009). Este desarrollo permite crear un campo de velocidades generalizado, donde los vectores se hacen totalmente tangentes a las curvas que representan la frontera entre placas y cambia de manera automatizada y suave la dirección de los vectores en la frontera superior e inferior del dominio, haciéndose paralelo en esta zona y evitando que se creen artificios numéricos como subducción en zonas diferentes a la trinchera.

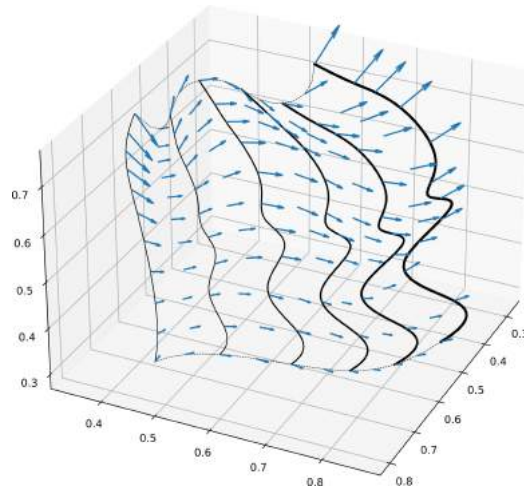


Figura 3.4: Flujo generado por los vectores covariantes \mathbf{a}_1 del sistema de coordenadas generado por la transformación \mathbf{X} .

Asumiendo que $\mathbf{X}(\xi, \eta) = X\hat{x} + Y\hat{y} + Z\hat{z}$ está definida por la interpolación transfinita (ec. 3.6) y derivando esta expresión se obtiene:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \mathbf{X}}{\partial \xi} &= \Gamma_2(\eta) - \Gamma_4(\eta) + (1 - \eta)\Gamma'_1(\xi) + (1 + \eta)\Gamma'_3(\xi) \\ &\quad + (1 - \eta)\Gamma_1(0) - \eta\Gamma_3(0) - \{(1 - \eta)\Gamma_1(1) + \eta\Gamma_3(1)\}, \\ \frac{\partial \mathbf{X}}{\partial \eta} &= (1 - \xi)\Gamma'_4(\eta) + (1 + \xi)\Gamma'_2(\eta) + \Gamma_3(\xi) - \Gamma_1(\xi) \\ &\quad - (1 - \xi)(\Gamma_3(0) - \Gamma_1(0)) - \xi(\Gamma_3(1) - \Gamma_1(1)).\end{aligned}\quad (3.7)$$

Con la ec. (3.7), la base de vectores covariantes está dada por:

$$\mathbf{a}_1 = \frac{\partial \mathbf{X}}{\partial \xi} = X_\xi \hat{x} + Y_\xi \hat{y} + Z_\xi \hat{z}, \quad \mathbf{a}_2 = \frac{\partial \mathbf{X}}{\partial \eta} = X_\eta \hat{x} + Y_\eta \hat{y} + Z_\eta \hat{z}, \quad (3.8)$$

$$\mathbf{a}_3 = \hat{z}. \quad (3.9)$$

En ocasiones, para representar los resultados, es necesario el cálculo de algunos términos métricos como el jacobiano, gradiente y divergencia que se expondrán a continuación en términos generales. El jacobiano de la transformación es

$$J = \mathbf{a}_i \cdot (\mathbf{a}_j \times \mathbf{a}_k) = X_\xi Y_\eta - X_\eta Y_\xi. \quad (3.10)$$

La forma no conservativa de la divergencia de un campo vectorial \mathbf{F} y del gradiente de un campo escalar f , es determinado por

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{J} \sum_{i=1}^3 (\mathbf{a}_i \times \mathbf{a}_k) \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \xi^i}, \quad \nabla f = \frac{1}{J} \sum_{i=1}^3 (\mathbf{a}_i \times \mathbf{a}_k) \frac{\partial f}{\partial \xi^i}. \quad (3.11)$$

Para condiciones de frontera de Neumann es necesario conocer los vectores normales a las curvas de las fronteras. Esto sería,

$$\vec{n}^1 = \frac{|J|}{J} \frac{Y_\eta \hat{x} - X_\eta \hat{y}}{\sqrt{Y_\eta^2 - X_\eta^2}}, \quad \vec{n}^2 = \frac{|J|}{J} \frac{-Y_\xi \hat{x} + X_\xi \hat{y}}{\sqrt{Y_\xi^2 - X_\xi^2}}. \quad (3.12)$$

El detalle de las ecuaciones anteriores puede ser encontrada en los trabajos de Kopriva (2009) y Acosta y Kopriva (2011). La anterior formulación permitió generar trincheras irregulares que se mueven sobre una superficie a través del tiempo y cuyo campo de velocidades cambia con respecto al movimiento de estas. El código realizado a partir de este desarrollo teórico es mostrado en los anexos y fue realizado en Python. Para iniciar con la construcción de los campos vectoriales que describen el movimiento de las placas, se trabajaron con tres tipos de modelos que se iban modificando y complicando a medida que se desarrollaba el trabajo de investigación. El primer modelo, es un experimento numérico donde sólo involucra geometrías simples, como dos circunferencias que se mueven una con respecto a la otra. Este experimento numérico permitió plantear el formalismo matemático para generar campos de velocidades que involucraban rotaciones sobre una superficie.

La segunda construcción para la frontera cinemática superior que se desarrolló, fue basada en la hipótesis del Bloque Chortis proveniente del Pacífico (Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Aunque se entiende que el primer modelo que se aborda en la literatura es el modelo tradicional, en este caso la metodología inicia con el modelo del Pacífico por facilidad numérica en

su construcción. El código generado usa el formalismo desarrollado en el primer experimento numérico para campos vectoriales que rotan con respecto a un polo y se incorpora por primera vez, trincheras irregulares que rotan y cambian su posición en el tiempo.

Finalmente, se realizó la construcción del campo de velocidades y variación de trincheras para la hipótesis tradicional e In Situ, ambas hipótesis tienen en común una construcción muy similar para su campo de velocidades y evolución en el tiempo de trincheras. Estos fueron los últimos modelos que se desarrollaron debido a su alta complejidad numérica (recordemos que esta hipótesis incorpora la rotación de la trinchera para el Bloque Chortis a lo largo del margen surmexicano, mientras la trinchera en la placa de Norteamérica retrocede).

Primera construcción: una circunferencia que se mueve con respecto a otra.

En esta parte del trabajo se generó un experimento numérico, que permitiera incorporar campos vectoriales en dirección radial y que convergen a un punto, campos vectoriales tangentes a una curva, los cuales aumentan su magnitud a medida que se alejan de un centro o polo, campos de velocidad cuya magnitud aumenta de abajo hacia arriba y campos que sólo dependen de una coordenada.

En la Fig. (3.5) se muestra gráficamente el campo de velocidades para dos circunferencias: una permanece estacionaria y la otra se mueve con respecto a esta. En este caso, el campo de velocidades viaja con el movimiento de la frontera del círculo móvil y este último, se desplaza con respecto al centro de la circunferencia estacionaria que no cambia en el tiempo. El campo exterior a las circunferencias es de tipo radial y converge al centro del dominio.

Aunque la geometría que se usa se puede percibir en un espacio euclidiano, todas las coordenadas de los puntos son definidos en coordenadas esféricas para ser usadas en el CitcomS. Las condiciones de velocidad inicial es impuesta solamente en la superficie del modelo y las variaciones de velocidad en la coordenada z son resueltas por el CitcomS, una vez inicie el proceso de subducción. El campo mostrado en la Fig. (3.5) es construido con las ecuaciones que se describen a continuación.

El campo vectorial radial que describen el modelo de la Fig. (3.5) se escribe como:

$$V_{\phi} = \frac{-\phi_{center}}{distancia} Mag(V_{plate}), \quad (3.13)$$

$$V_{\theta} = \frac{-\theta_{center}}{distancia} Mag(V_{plate}). \quad (3.14)$$

Y el campo vectorial tangencial es calculado como:

$$A = \phi - \phi_{center}, \quad B = \theta - \theta_{center}, \quad \text{ángulo} = \text{Tan}^{-1} \frac{A}{B}, \quad (3.15)$$

$$V_{\phi} = \cos(\text{ángulo}) Mag(V_{plate}) distancia, \quad (3.16)$$

$$V_{\theta} = -\text{sen}(\text{ángulo}) Mag(V_{plate}) distancia, \quad (3.17)$$

donde ϕ_{center} y θ_{center} representan el centro del polo y la magnitud de los vectores dependen del radio y la distancia al centro de la circunferencia. Cuando el campo de velocidades va solamente en la dirección de ϕ el campo ingresado se construye con:

$$V_{\phi} = \text{Mag}(V_{plate}). \quad (3.18)$$

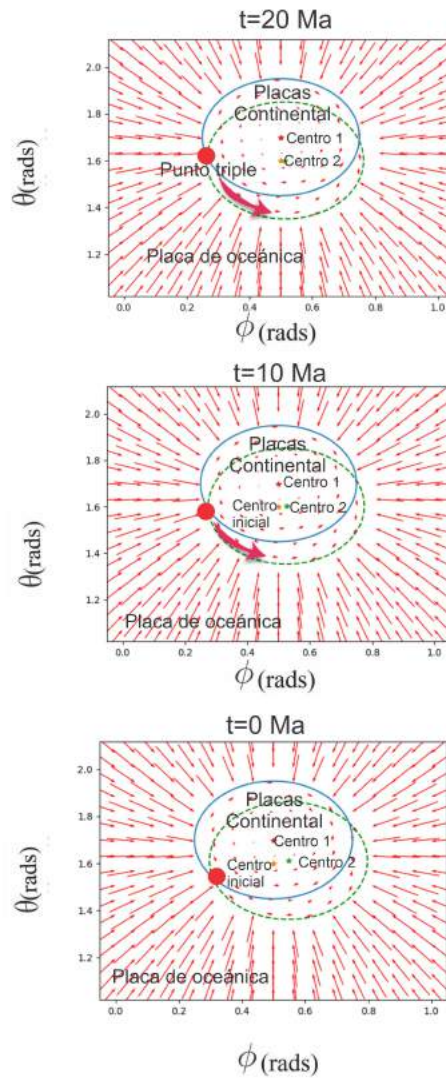


Figura 3.5: En este modelo, un círculo se mueve con respecto al otro de izquierda a derecha mientras describe una rotación. El círculo rojo permanece estático a lo largo de un tiempo t y el círculo verde se traslada mientras rota hacia la derecha.

Una vez que se definen la magnitud de la velocidad en θ y ϕ , se generan los archivos para las velocidades de la placa cada Ma, estos archivos son ingresados al CitcomS como condiciones de frontera superior. Este experimento numérico evolucionó durante 20 Ma y los resultados de la simulación son mostrados en la Fig. (3.6). Se debe aclarar que los resultados que se muestran sólo son para iniciar a verificar el comportamiento de la convergencia del software, cuando se incorporan este tipo de geometrías en conjunto con campos de velocidades con las anteriores características.

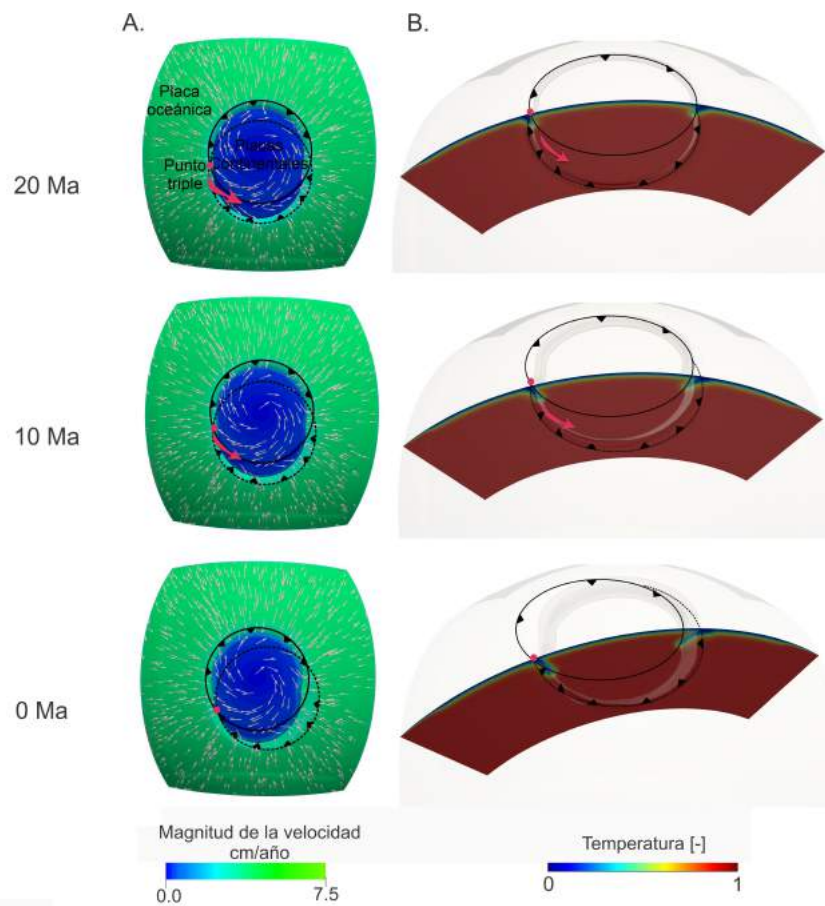


Figura 3.6: A. Isosuperficie de temperatura adimensional a 0.5 con la dirección del campo de velocidades de la Fig. (3.5). B. Perfil de temperatura obtenido a partir de las condiciones de velocidad impuestas. Estos resultados son obtenidos cuando se incorporan las condiciones de la geometría y de velocidad de las placas al CitcomS, para una placa oceánica con una magnitud de 5.0 cm/Ma y para una placa oceánica con magnitud de 2.0 cm/Ma; la placa de la parte inferior se desplaza hacia la derecha con una tasa de 0.6 rad/Ma.

Las ecuaciones planteadas en esta sección, permitieron definir campos de velocidad que rotan con respecto a un polo sobre una superficie. Al notar que este experimento generó placas consistentes y el software CitomS pudo converger de manera satisfactoria, se procedió a la implementación numérica de trincheras irregulares que cambian en el tiempo. Para ello, la primera hipótesis que se implementó fue la hipótesis expuesta en Keppie y Morán-Zenteno (2005); en este caso, se modeló la evolución del Bloque Chortis desde el Pacífico hasta su posición actual, como se verá a continuación.

Segunda construcción: condiciones de frontera cinemática superior para el modelo del Pacífico.

El primer modelo realizado numéricamente fue basado en la hipótesis del Pacífico (Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Como es posible ver en la Fig. (2.6), la trinchera para el Bloque Chortis va desplazándose en el tiempo y espacio hasta ocupar su posición actual. Así mismo, mientras el Bloque Chortis viajaba hasta la posición que conocemos actualmente, según Keppie y Morán-Zenteno (2005), la placa de Norteamérica estaba siendo sometida a un proceso de intensa erosión por subducción, generado por la alta velocidad de convergencia de la placa de Farallón. Para incorporar este movimiento, se creó un código numérico en Python a partir de las ecuaciones

de la sección 3.1.1, en especial, la ecuación (3.6) que es expuesta en Kopriva (2009) y Acosta y Kopriva (2011) y modificada en este estudio.

La interpolación transfinita es una herramienta ampliamente utilizada para la generación de mallas; pero en este estudio, su uso fue algo diferente, permitiendo construir la evolución de curvas (que representan trincheras) en el espacio y el tiempo a partir de 2 curvas conocidas. El código construido en Python recibe la curva que caracterizan la trinchera inicial hace 45 Ma y la curva que representa la trinchera en el presente, donde la geometría de las curvas fueron tomadas de Keppie y Morán-Zenteno (2005) (Fig. 2.6).

La trinchera para el Bloque Chortis se mueve cada Ma hasta tener en total, la evolución espaciotemporal en 45 Ma, que es el tiempo total de integración numérica. El campo de velocidades en la superficie va variando con respecto al movimiento de la trinchera en el espacio y es construido usando un polo de Euler cerca a Santiago de Chile, usado por Keppie y Morán-Zenteno (2005) y calculado por Ross y Scotese (1988) y Pindell et al. (1988). En la Fig. (3.7) se representa gráficamente la evolución de las trincheras en el tiempo y el espacio, recordemos que la trinchera en el Sur de México también va cambiando debido al proceso de intensa erosión de aproximadamente 200 km, planteado por Keppie y Morán-Zenteno (2005).

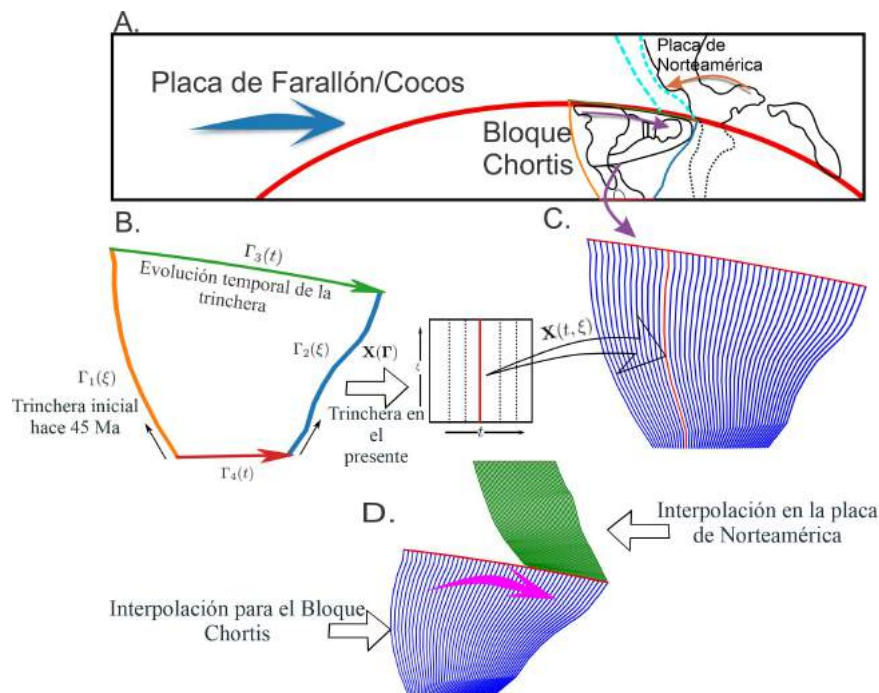


Figura 3.7: A. Se construye la interpolación transfinita usando la posición inicial del Bloque Chortis, propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005) y a partir de las regiones señaladas. B. Representación de las curvas iniciales en términos de sus respectivas parametrizaciones. C. Se puede apreciar la generación de trincheras de manera automatizada, el arco representado por color verde tiene una longitud de 1100 km y las trincheras evolucionan a lo largo de este arco, en un tiempo de 45 Ma. D. Se muestra la la generación de trincheras (arriba) en la placa Norteamérica y el Bloque Chortis (abajo). La trinchera en la placa de Norteamérica avanza 210 km durante 45 Ma y la trinchera en el Bloque Chortis avanza 1100 km.

En la reproducción numérica de la hipótesis del Pacífico (Keppie-Morán-Zenteno, 2005), sólo se incorporó la idea de la interpolación transfinita de la ecuación (3.6). En este caso, sólo se modeló el movimiento de las trincheras y su respectiva geometría desde hace 45 Ma hasta el presente.

Las trincheras que cambiaban en el tiempo y el espacio en la zona de subducción del Bloque Chortis y en la placa de Norteamérica al sur de México, se generaron de manera automatizada y su correspondiente campo de velocidades se desplaza con respecto al movimiento estas.

En esta parte del trabajo se desconocía el efecto de las fronteras reflejantes sobre la solución y en especial, cuando el campo de velocidades no era totalmente paralelo a las fronteras laterales del dominio, se producía flujo de trazadores a través de estas. Es decir, subducciones erróneas en las fronteras laterales que en conjunto con las fronteras reflejantes, causaban una gran problemática en la solución. Este problema se solucionó aumentando el dominio de cómputo e ingresando en las fronteras laterales un buffer, donde las velocidades decaían tendiendo a cero y el flujo de información se amortiguaba (Fig. 3.10), esta metodología es expuesta por Canuto et al. (2007).

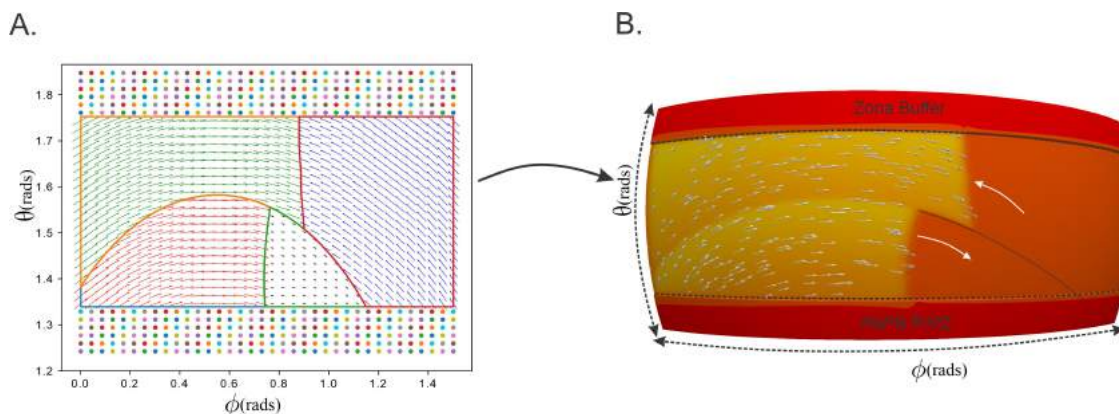


Figura 3.8: Representación del campo vectorial con zona buffer. A. Campo de velocidades generado en 2D, donde es posible visualizar el campo de velocidades para el modelo del Pacífico, los puntos en las fronteras laterales representa una velocidad igual a cero. B. Isosuperficie a 0.5 generada por CitcomS, donde se muestra el campo de velocidades sobre una superficie esférica. El campo en 2D es incorporado en los archivos de velocidad del CitcomS como condiciones de frontera superior y lo que se muestra en B, es el resultado procesado por el software, en ambas gráficas es posible observar los vectores tangentes, donde dos placas comparten la misma frontera.

En la Fig. (3.10), es posible observar la geometría de las trincheras en un dominio 2D, cuando el Bloque Chortis ocupaba una posición intrapacífica hace 45 Ma, de acuerdo con la hipótesis de Keppie y Morán-Zenteno (2005). Este campo vectorial es generado dependiendo únicamente de las coordenadas θ y ϕ . Como se ve en la Fig. (3.10), los vectores de velocidad no tienen una dirección paralela a las fronteras laterales; por ello, se produce subducción de trazadores en esta zona y combinado con las fronteras reflejantes, produce como consecuencia gran ruido numérico en la solución. Como se explicó anteriormente, la primera solución fue incorporar una zona de amortiguamiento. En el capítulo de resultados se podrá observar en más detalle el movimiento de la trinchera en el tiempo que es representado gráficamente en la Fig. (3.7).

Tercera construcción: condiciones de frontera cinemática superior para la hipótesis tradicional y la hipótesis In Situ.

La hipótesis tradicional basada en los trabajos de Pindell y Dewey (1982), Pindell y Barrett (1999), Pindell (1994), Mann (1999), Dickinson y Lawton (2001), Rogers (2003), Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007), Ratschbacher et al. (2009), Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009), Ferrari et al. (2014), Boschman et al. (2014 y, Molina-Garza et al. (2012, 2019), junto con el modelo In Situ planteado por Meschede (1997), Meschede y Frisch (1998) y James (2006, 2009),

fueron los últimos que se realizaron. Ambos comparten la misma reconstrucción para las velocidades de la frontera superior, donde su principal diferencia se basa en la posición de la trinchera para el Bloque Chortis hace 45 Ma.

En la hipótesis tradicional para el Bloque Chortis, este se desprende durante el Cretácico del Sur de México e inicia su viaje a través de la trinchera surmexicana hacia el Suroeste. A los 45 Ma, el Bloque Chortis se encontraba frente a las costas de Oaxaca, muy cercano al Istmo de Tehuantepec. Mientras la trinchera en el Bloque Chortis migraba hacia el Sureste con cierto ángulo de rotación, la trinchera en la placa de Norteamérica se movía hacia el Suroeste, experimentando igualmente una muy pequeña rotación y retroceso (Sdrolias y Müller, 2006; Schellart et al., 2007; Müller et al., 2016). Este comportamiento de ambas trincheras fue expuesto en la Fig. (3.9) de forma descriptiva y para este desarrollo se usó la modificación de interpolación transfinita expuesta en Kopriva (2006) y en la construcción de la hipótesis del Pacífico (con algunas diferencias que se narrarán más adelante).

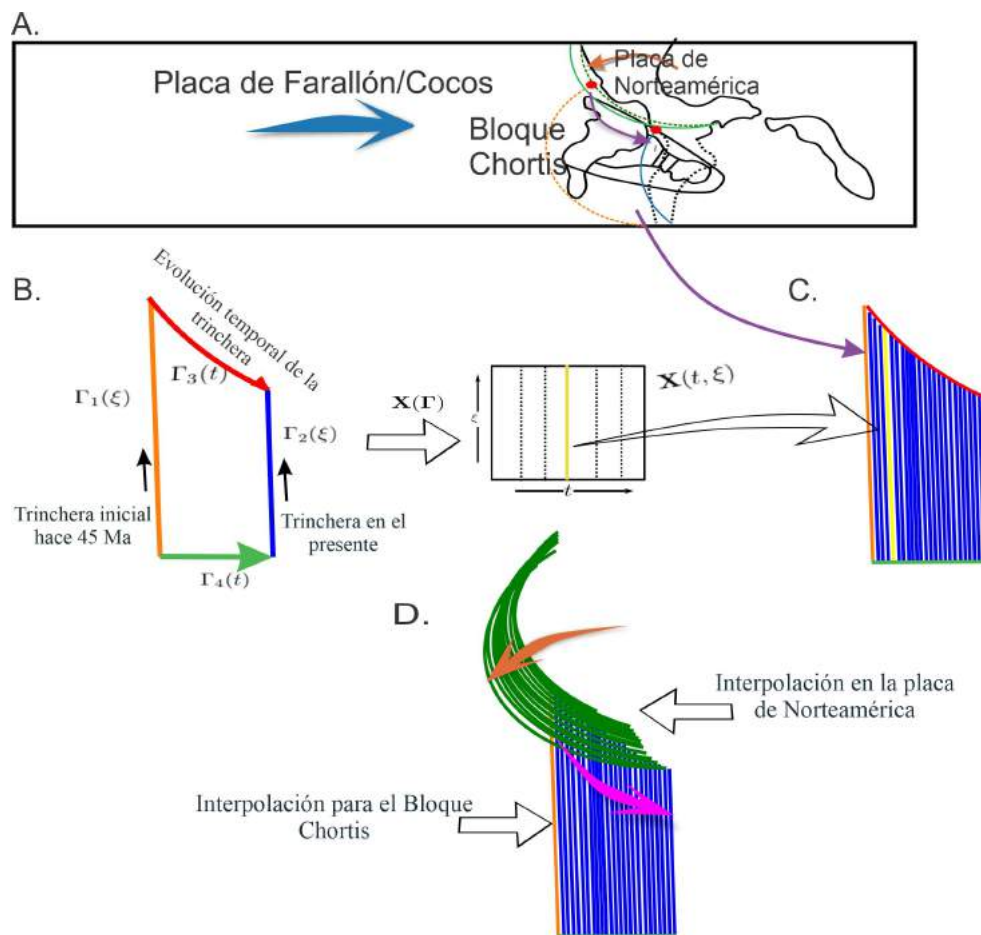


Figura 3.9: A. Usando la posición inicial del Bloque Chortis en el Sur de México y a partir de las regiones señaladas en verde y naranja, se construye la interpolación transfinita. B. Representación de las curvas iniciales en términos de sus respectivas parametrizaciones. C. Se puede apreciar la generación de trincheras de manera automatizada, donde cada trinchera evoluciona de acuerdo con el ángulo de rotación total con un tiempo de evolución de 45 Ma. El campo de velocidades en superficie impuesto varía con respecto al movimiento de cada una de estas curvas. D. Se muestra la la generación de trincheras (arriba) en la placa de Norteamérica y Bloque Chortis (abajo). La trinchera en la placa de Norteamérica retrocede con una pequeña rotación durante 45 Ma y la trinchera en el Bloque Chortis experimenta una rotación en sentido contrario a las agujas del reloj.

Para la hipótesis In Situ, el planteamiento radica en una posición más cercana a la actual, sin experimentar rotaciones a gran escala como se plantea en las hipótesis del Pacífico y tradicional. En este caso, el ángulo de rotación que experimentó la trinchera en el Bloque Chortis fue muy pequeño. Por ello, tanto la metodología usada para la construcción de condiciones cinemáticas de la frontera superior en la hipótesis tradicional e In Situ es la misma y sólo se cambió el ángulo de rotación total para la trinchera del Bloque Chortis.

En la Fig. (3.10) se representa en 2D sobre una superficie, la construcción cinemática en la frontera superior para representar la hipótesis tradicional e In Situ. Como se observa en la Fig. (3.10), las fronteras laterales no usaron un buffer, este fue reemplazado considerando un suavizado del campo de velocidades en las fronteras laterales, el cual es construido con la formulación expuesta en 3.3.1.

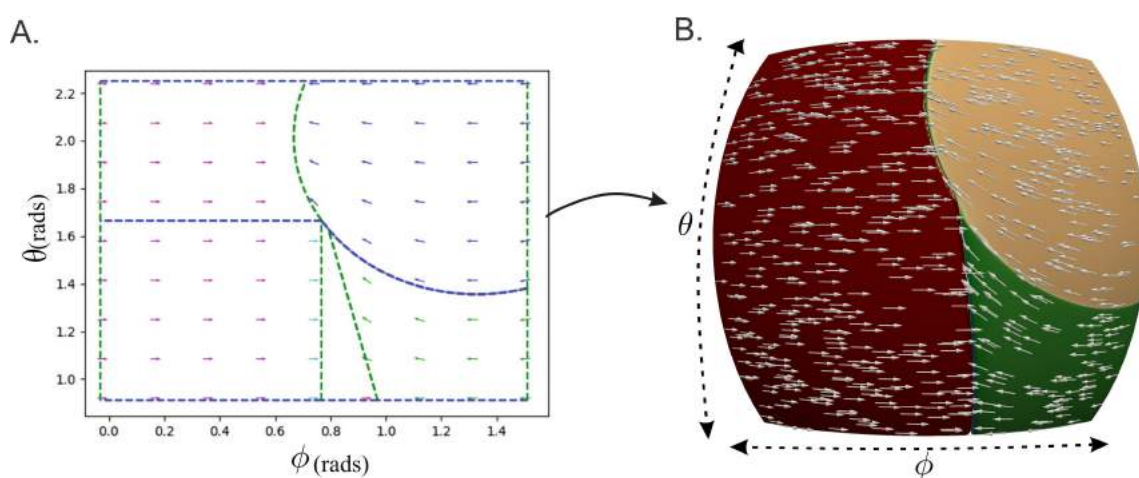


Figura 3.10: Representación del campo vectorial sin incluir el buffer expuesto en 3.1. A. El campo de velocidades generado en un plano 2D donde es posible visualizar el cambio del campo de velocidades cuando se acerca a las fronteras laterales, las coordenadas son dadas en radianes. B. Isosuperficie a 0.5 donde se muestra el campo de velocidades sobre una superficie esférica. El campo en 2D es incorporado en archivos de velocidad como condiciones de frontera cinemática superior al CitcomS, en ambas gráficas es posible observar los vectores tangentes donde dos placas comparten la misma frontera.

De acuerdo con lo mostrado en la sección 3.1.1, el campo de velocidades en la superficie fue considerado como un flujo; este flujo se suaviza en las fronteras laterales y el campo de velocidades va cambiando lentamente su dirección hasta ser paralelo a las fronteras laterales del dominio; evitando así, que los trazadores presenten subducción artificial en esta zona (Fig. 3.10). De esta manera, el costo computacional que se generaba al aumentar el dominio computacional y a su vez el número de nodos, se redujo considerablemente al ya no tener en cuenta el buffer con velocidades que tienden a cero expuesto por Canuto et al. (2007).

Aunque una forma de construir el campo de velocidades y el movimiento de las trincheras era usando el software Gplates (<https://www.gplates.org/>), aún es difícil incorporar condiciones de evolución para la placa del Caribe, al no tener información suficiente acerca de las isocronas en esta región. Igualmente, se continuaba con el problema de ruido numérico en las fronteras del dominio y en las fronteras entre placas. Esta metodología juega un papel sumamente importante ya que hasta el momento, no se ha creado una herramienta numérica que utilice las consideraciones anteriores; por lo tanto, en este trabajo se crea una metodología totalmente nueva para el desarrollo de campo vectoriales y evolución de trincheras.

Una vez solucionado el movimiento de trincheras irregulares sobre una superficie, se abarca la problemática de modelar el tiempo de subducción de la placa de Farallón antes de los 45 Ma. Debido a que es imposible numéricamente modelar todo el tiempo de evolución tectónica para el Sur de México y el Bloque Chortis, es necesario definir un modelo con una subducción inicial hace 45 Ma, para todas las hipótesis abordadas. En la siguiente sección se explicará la construcción de esta subducción inicial para cada una de las hipótesis planteadas en la evolución del Bloque Chortis y la incorporación de las fronteras cinemáticas desarrolladas en esta sección.

3.2. Construcción de una subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos.

Una de las problemáticas de modelar la subducción de placas es la imposibilidad de modelar toda su historia tectónica, por ejemplo, la placa Farallón antecesora de la placa de Cocos, presentó subducción en el Sur de México hace más de 45 Ma. En este trabajo, debido a la complejidad de cada uno de los modelos y el tiempo computacional, fue necesario restringir el tiempo de modelado a 45 Ma. Por lo tanto, para abordar todas las hipótesis expuestas en el marco teórico, fue necesario construir modelos iniciales de subducción suponiendo una forma de placa subducida hace 45 Ma.

Todos los modelos iniciales de subducción fueron creados bajo las mismas condiciones de velocidad para las placas. Bajo esta imposición, se garantizaba que hace 45 Ma la placa subducida inicial generada para cada una de las hipótesis del Bloque Chortis, compartieran el mismo ángulo de buzamiento y la misma profundidad en el manto.

Para lograr el mismo ángulo de buzamiento en todos los modelos, en la parte inferior del dominio se cambió la frontera tipo deslizamiento libre a una frontera cinemática con velocidad variable. Esta última tiene como objetivo cambiar el vigor del flujo del manto, empujando por debajo la placa subducida y logrando un ángulo de buzamiento característico. En todos los modelos de subducción inicial se usó una velocidad de flujo en la frontera inferior de 5 cm/año.

En todos los modelos de subducción inicial, la profundidad máxima de la placa oceánica en el manto fue de 410 km y en este caso, las trincheras en la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis permanecían estacionarias. A partir de estos modelos de subducción inicial, se empiezan a mover las trincheras en las formas expuestas en el marco teórico durante 45 Ma (Figs. 2.5, 2.6 y 2.7).

Con respecto a las hipótesis tradicional e In Situ, ambas comparten la misma construcción de la frontera cinemática superior, diferenciándose por el ángulo de rotación total para la trinchera en el Bloque Chortis. Por ello, ambas hipótesis compartirán el mismo modelo de subducción inicial. En las siguientes subsecciones se mostrarán la construcción del modelo inicial para cada una de las hipótesis acerca de la proveniencia del Bloque Chortis, iniciando por la hipótesis del Pacífico y respetando el orden del desarrollo de la metodología durante este trabajo de investigación.

3.2.1. Modelo de subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos en la hipótesis del Pacífico

Hasta la fecha, no existe un estudio numérico geodinámico tridimensional enfocado en investigar el desplazamiento del Bloque Chortis en términos de dinámica de subducción. Debido a que la paleoposición del Bloque Chortis aún es controvertida, esta primera sección propone probar la viabilidad del modelo del Pacífico utilizando un estudio numérico tridimensional de subducción adaptado al modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005). Nuestro objetivo principal es comprender cómo el desplazamiento del Bloque Chortis en el modelo del Pacífico afecta la geometría de la placa subducida en el tiempo y el espacio. Nuestra estrategia de estudio numérico integra el proceso de subducción de los últimos 45 Ma, que es un periodo suficientemente largo para poder capturar los cambios importantes en la placa subducida y que finalmente ofrecieron la forma de placa de Cocos que se observa hoy en día a través de las tomografías sísmicas.

En este estudio se muestran modelos de subducción en 3D construidos bajo la hipótesis de Keppie y Morán-Zenteno (2005) para la evolución del Bloque Chortis. Este es ubicado a 1100 km de la posición de la trinchera actual, sobre la placa de Farallón y se incorpora el proceso de erosión de aproximadamente 200 km para trinchera en la placa de Norteamérica. Los modelos numéricos tienen para el límite superior parámetros de velocidad impuestos y una edad de la placa oceánica, ambos tomados de Sdrolias y Müller (2006). Los primeros modelos se construyen usando condición de frontera tipo deslizamiento libre en la parte inferior del modelo. Los segundos modelos son creados bajo la suposición de una placa del Caribe estática (en un marco de referencia de punto caliente) y se incorpora el retroceso de la trinchera en Norteamérica. Los últimos modelos realizados durante el desarrollo numérico de esta hipótesis, incorporan un flujo O-E global del manto planteado por Doglioni (2006), Doglioni y Panza (2014) y más recientemente por Ficini et al. (2017, 2020). Estos modelos se comparan con tomografías sísmicas y se concluye cuál es más aproximado a observaciones actuales (Fig. 3.1).

En el desarrollo de este trabajo se utilizó la versión de CitcomS 3.3.1 (Eh Tan et al., 2014), bajo la metodología de malla regional. El dominio es dividido en 257 elementos en la dirección θ con una longitud de 2580 km o 23° , 769 elementos en la dirección ϕ con una longitud de 9556.5 km o 86° y 129 elementos en la dirección z con una longitud de 2867 km; donde el valor mínimo de z corresponde a la superficie. Para el dominio oceánico se usó una edad de placa de 30 Ma, que representa un valor promedio para los últimos 40-50 Ma de Sdrolias y Müller (2006). Para el dominio continental, se utilizó una distribución térmica específica para una edad de placa de 80 Ma (Fig. 3.11). Nuestras simulaciones numéricas se limitan a los últimos 45 Ma. Sin embargo, la subducción a lo largo del margen que investigamos ha estado ocurriendo durante un período mucho más largo. Por lo tanto, construimos un modelo inicial con una placa de subducción inicial caracterizada por una inmersión normal en el manto superior. Este modelo inicial se obtiene integrando un proceso de subducción con geometrías de trincheras fijas (separadas por una distancia inicial de 1100 km) en un periodo de 15 Ma (Fig. 3.11).

En este trabajo usamos velocidades promedio constantes para cada placa y el campo de velocidad superficial superior, se calcula con base en un polo de Euler ubicado a 30.7° de latitud sur y 79.8° O de longitud, el cual es una aproximación al calculado por Ross y Scotese (1988), Pindell et al. (1988). Cuando los campos de velocidades no son totalmente paralelos a las fronteras laterales, las condiciones de frontera para los trazadores, que son los que conforman la placa oceánica, hacen que estos no migren únicamente por la trinchera, sino que a su vez, se muevan a través de los límites laterales, generando información errónea que combinada con las condiciones

de frontera reflejante, representan un gran problema para los resultados finales. Por lo tanto, inicialmente se soluciona este problema ampliando el dominio de cómputo e incorporando una zona buffer, como se ve en la Fig. (3.11). En este artificio numérico, las velocidades para las placas se hacen cero (Fig. 3.10).

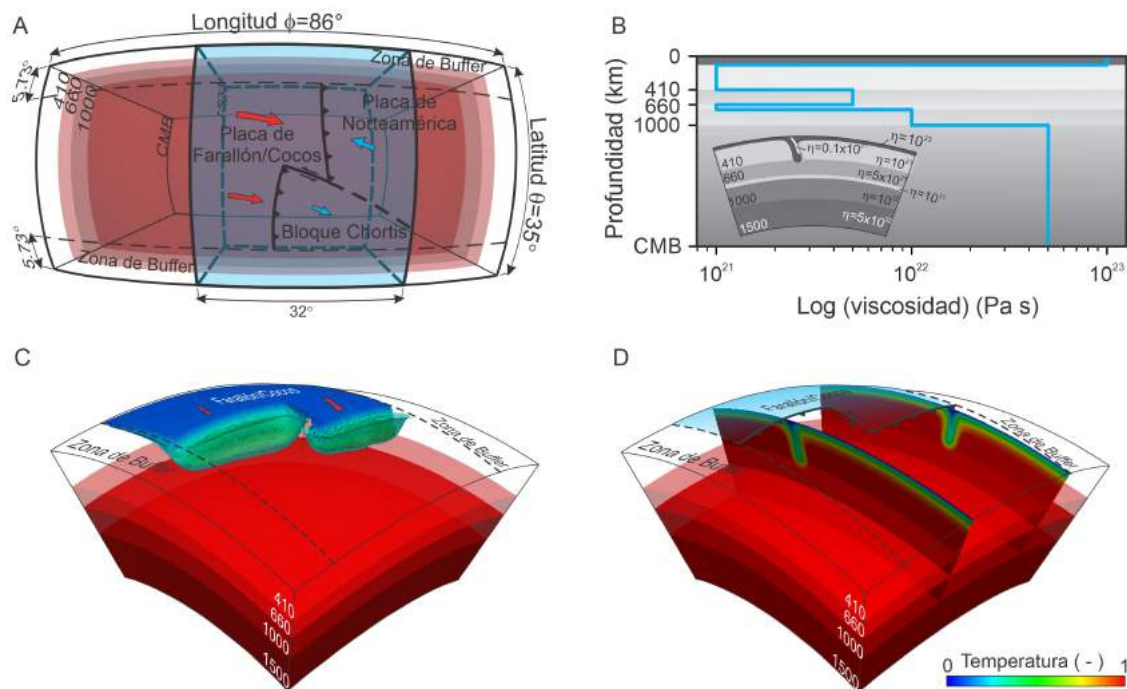


Figura 3.11: A. Dimensiones del dominio con sus condiciones de frontera; el dominio posee una dimensión de $\theta = 3854$ km (35°), $\phi = 9556.5$ km (86°) y $r = 2867$ km. Para el límite superior usamos velocidades de placa cinemáticas, y para el límite inferior usamos tanto la velocidad de deslizamiento libre como la velocidad impuesta. Las condiciones de frontera laterales son reflectantes. Para evitar los efectos de los límites laterales, prescribimos dos zonas de amortiguación idénticas donde las velocidades de la placa superior se consideran cero. Presentamos los resultados del modelado en el cuadro azul transparente que es la región de interés (θ región-interés $\times \phi$ región-interés $\times z$ región-interés: $35^\circ \times 32^\circ \times 1500$ km). Las flechas rojas y azules representan la placa oceánica-continental y la dirección de las velocidades de las placas. Las curvas negras marcadas con triángulos representan la posición inicial de la trinchera. CMB = Límite del manto del núcleo. B. Distribución de viscosidades del manto normal (no afectado por subducción). El espesor de la capa de baja viscosidad ubicada debajo la discontinuidad de 660 km es de 70 km. Recuadro: geometría inicial de la placa y distribución de viscosidad. C. Vista 3D de la región azul en A. La parte superior de la placa de subducción inicial se muestra con trazadores coloreados en función de la profundidad. La placa está envuelta en una isosuperficie azul semitransparente que representa la temperatura adimensional de 0.6. D. La misma vista que en C, con dos secciones transversales verticales con la temperatura inicial de la placa. La región semitransparente superior representa la placa oceánica Farallón/Cocos. Tomada del trabajo de Moreno y Manea (2021).

Esta técnica del buffer es usada en métodos espectrales para dominios complejos, especialmente definiendo una zona de amortiguamiento, que según Rempfer (2003), es un método estándar para manejar condiciones de frontera de flujo, el cual fue principalmente desarrollado para simulaciones de flujo incompresibles independientemente del tipo de discretización espacial (Canuto et al., 2007). El dominio de cómputo teniendo en cuenta esta zonas, tiene las dimensiones de $35^\circ \times 32^\circ \times 1500$ km y la edad para las regiones de amortiguación es de 5 Ma.

A partir del modelo de subducción inicial para la placa de Farallón, se realizaron algunas simulaciones considerando la condición de frontera inferior libre. Luego, se incorporó una condición

cinemática para el manto en la frontera inferior del dominio, utilizando como marco de referencia este mismo y bajo la consideración de que la placa del Caribe y la trinchera en el Bloque Chortis se mantienen fijas (Müller, 1999).

En la construcción del modelo inicial, las velocidades usadas para obtener la subducción inicial se ven en la Fig. (3.11) y son: para la placa Farallón, una velocidad promedio de 8.0 cm/año; para la placa de Norteamérica 0.72 cm/año y para el Bloque Chortis 0.82 cm/año; recordando que en este caso, para obtener una subducción inicial para la placa de Farallón hace 45 Ma, se mantienen las trincheras fijas.

En la reproducción numérica para la hipótesis del Pacífico, se construyeron modelos numéricos variando condiciones del manto como viscosidad y velocidad del flujo y se modificó el movimiento para las trincheras en la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis (Tabla 3.2). El primer modelo construido se asemeja al modelo del Pacífico propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005), incluyendo 200 km de erosión propuesto en la trinchera de Acapulco.

Tabla 3.2: Parámetros cinemáticos y distribuciones de viscosidad (Fig. 3.1) utilizados en las simulaciones numéricas de subducción.

Modelo	V_{oc} (cm/año)	V_{NAM} (cm/año)	V_{CB} (cm/año)	V_{NAM_t} (cm/año)	V_{CB_t} (cm/año)	Distribución de viscosidad ($\times 10^{21}$) Pas	d_{CD-t} km	d_{NAM-t} km	Condición de frontera inferior (cm/año)
M1	7.5	0.4	-2.5	-0.4	-2.5	100, 1, 5, 10	1100	-210	Deslizamiento libre
M2	7.5	1.0	-2.5	1.0	-2.5	100, 1, 5, 10	1100	450	Deslizamiento libre
M3	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 10	0	900	Deslizamiento libre
M4	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 10, 50	0	900	Deslizamiento libre
M5	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	Deslizamiento libre
M6	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	1.5
M7	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	2.0
M8	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	2.5
M9	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	3.0
M10	6.5	1.64	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	-200	0.0
M11	6.5	1.32	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	594	0.0
M12	6.5	1.32	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	-200	3.0
M13	6.5	1.32	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	594	3.0

V_{oc} - la velocidad promedio de la placa oceánica. V_{NAM} : velocidad promedio de la placa de Norteamérica. V_{CB} : velocidad media del Bloque Chortis. V_{NAM_t} : velocidad promedio de la trinchera en la placa de Norteamérica. V_{CB_t} : velocidad promedio de la trinchera en el Bloque Chortis. d_{CD-t} - distancia recorrida por la trinchera del Bloque Chortis durante 45 Ma. d_{NAM-t} : distancia recorrida por la trinchera en la placa de Norteamérica durante 45 Ma (el valor negativo representa el movimiento de avance de la trinchera).

Los primeros modelos realizados y mostrados en el capítulo de Resultados, se crearon con el fin de entender cómo el movimiento de las trincheras afectaban las morfologías de las placas y a su vez, determinar las afectaciones que las propiedades del manto generaban sobre la placa subducida. Estos modelos se construyeron con las velocidades mostradas en la Tabla 3.2.

Los resultados iniciales se concentraron principalmente en el efecto del movimiento de la trinchera en el Bloque Chortis sobre la subducción de la placa de Farallón/Cocos. Sin embargo, aún quedaba por analizar con detalle la hipótesis de la intensa erosión, propuesta en Keppie

y Morán-Zenteno (2005) para el sur de México, por ello se plantearon dos modelos numéricos más.

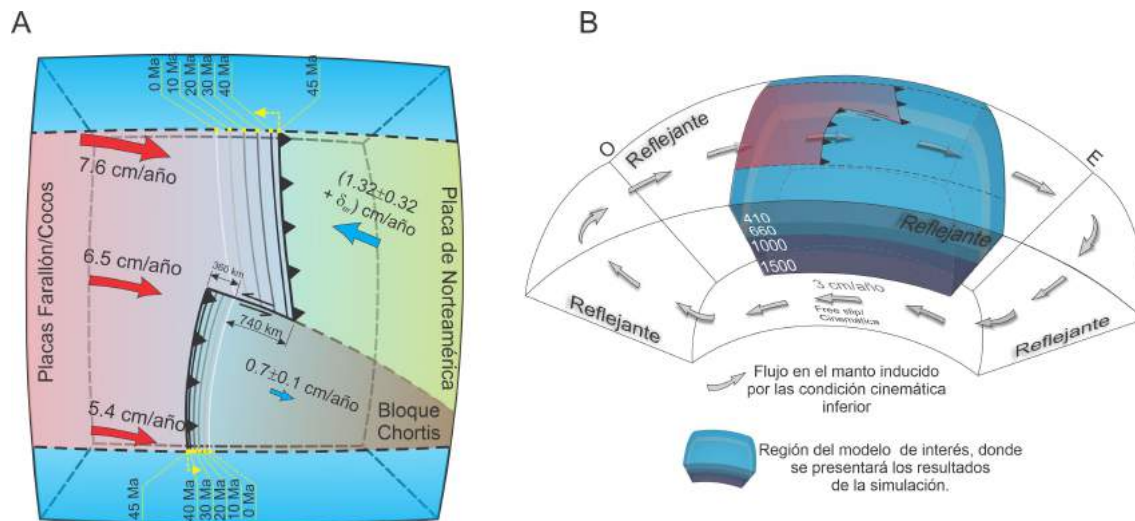


Figura 3.12: A. Parte superior de la región de interés del modelo con condiciones de contorno cinemáticas utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las líneas discontinuas grises representan la vista interior del modelo. Las curvas punteadas negras superiores delimitan las zonas laterales que dividen el dominio computacional y el buffer. Las curvas negras con triángulos negros marcan la posición inicial de las trincheras. La placa de Norteamérica y el Bloque Chortis están separados por una falla transformante de 1100 km de largo y se mueven uno hacia el otro. Las curvas sombreadas en gris frente a las trincheras (que se muestran para cada 10 Ma, ver puntos amarillos) representan las posiciones de las trincheras en el lapso de tiempo de 45 Ma. δ_{er} representa la cantidad de tasa de erosión de la placa distribuida en un lapso de tiempo de 45 Ma ($\delta_{er} = 0.32 \pm 0.09$ cm/año para nuestro primer escenario y $\delta_{er} = 0$ para el segundo escenario). Las tasas de convergencia para cada placa varían con la latitud, los primeros valores que se muestran para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis representan tasas promedio. B. Condiciones de contorno utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las condiciones de contorno del fondo son: deslizamiento libre para los primeros modelos y cinemática (3 cm/año con orientación O-E) para los siguientes. Esta condición de frontera cinemática induce un flujo adicional del manto superior O-E propuesto por Ficini et al. (2017). Tomada de Moreno y Manea (2021).

Se usa nuevamente el modelo propuesto en Keppie y Morán-Zenteno (2005), pero en este caso se incorpora la capa de baja viscosidad por debajo de 660 km y el salto de viscosidad a 1000 km. Aclaramos que en el primer modelo abordado para esta hipótesis, no incorpora los saltos de viscosidad a 660 y 1000 km, debido a que sólo se quería identificar cómo el movimiento de la trinchera afectaba la subducción de la placa oceánica. La placa de Norteamérica se mueve en dirección contraria al movimiento de la trinchera del Bloque Chortis con una velocidad de 1.32 ± 0.32 cm/año, la placa oceánica Farallón cambia su velocidad de Norte a Sur como se ve en la Fig. (3.12) y finalmente la trinchera que pertenece al Bloque Chortis evoluciona con una tasa de 0.7 ± 0.1 cm/año (Moreno y Manea, 2021).

Para analizar el efecto de la intensa erosión sobre la subducción de la placa de Farallón-Cocos, las condiciones de erosión fueron incorporadas en las condiciones de velocidad de la placa de Norteamérica. Es decir, se aumentó su velocidad en una cantidad de $\delta = 0.32 \pm 0.09$ cm/año, este valor representaría aproximadamente 162 ± 40.5 km de erosión distribuidas en un periodo de tiempo de 45 Ma (Fig. 3.12). Luego, se realizó la comparación entre este modelo con un modelo donde se elimina la tasa de erosión en la placa de Norteamérica. En este caso, tanto la velocidad de la placa de Norteamérica y de su trinchera comparten el mismo valor (Moreno y Manea, 2021).

Finalmente, los últimos modelos realizados incorporaron una velocidad de flujo del manto 3 cm/año a la frontera inferior del dominio. Esto último se realiza con el fin de identificar cómo el flujo del manto modifica la subducción (Fig. 3.12.B).

3.2.2. Modelo de subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos en la hipótesis tradicional

En esta subsección se expone el modelo de subducción inicial, para modelar el movimiento del Bloque Chortis suponiendo la hipótesis de que fue parte del Sur de México (Gose y Swartz, 1977; Pindell y Dewey, 1982; Gose, 1985; Rosencrantz et al., 1988; Pindell y Barrett, 1990; Sedlock et al., 1993; Mann, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Rogers, 2003; Pindell et al., 2006; Pindell y Kennan 2009; Molina-Garza et al., 2012; Boschman et al., 2014; Molina-Garza et al., 2019). A partir del modelo de subducción inicial, obtenido bajo las mismas condiciones de velocidad de flujo del manto, pendientes de Clapeyron y capas de viscosidad usadas en la construcción del modelo de subducción inicial en la hipótesis del Pacífico, se crearon modelos 3D dependientes del tiempo, teniendo en cuenta la dinámica de las placas: evolución y rotación de las trincheras para la placa de Norteamérica y para el Bloque Chortis y la evolución de la geometría de la placa oceánica.

En esta parte del trabajo, se trata de comprender cómo las rotaciones generan un cambio sobre la morfología de la placa oceánica y poder determinar si es posible la generación de subducción plana a partir de una remoción de litosfera continental. También se analizan los diferentes mecanismos presentes en la interacción entre la placa subducida con el manto. Esta interacción está relacionada con el movimiento de la trinchera, los diferentes saltos de viscosidad presentes en el manto y las transiciones de fase a 410 y 660 km. Los factores ya mencionados pueden generar estancamiento de las placas oceánicas en 660 y 1000 km, observadas en algunas secciones de tomografía sísmica de la región de estudio (Fig. 2.3) y observadas en diferentes partes del mundo como se ve en las Figs. (2.9, 2.10, y 2.11).

Finalmente, se analiza la distribución del vulcanismo a medida de que ocurre la rotación del Bloque Chortis y se compara con la distribución de vulcanismo actual para entender si existe algún tipo de correspondencia. Para ello, se analiza el cambio de la morfología de la placa Farallón y luego su sucesora la placa de Cocos, en el punto triple entre las placas de Norteamérica-Caribe-Farallón/Cocos, a medida que el Bloque Chortis se desplaza hacia el Sureste.

Hasta el momento, no existe un estudio numérico que trate de analizar cómo la hipótesis de que el Bloque Chortis estuvo en el Sur de México, modificó la geometría de la placa subducida y a su vez, determinar bajo qué ángulos de rotación se generan placas consistentes con lo observado en tomografías sísmicas de la Fig. (2.3).

En estos modelos se generaliza el código de interpolación transfinita usado inicialmente para generar el campo de velocidades y el cambio de las trincheras en el tiempo de manera automatizada, incorporando las variaciones que se explicaron en la subsección de construcción de fronteras cinemáticas (Kopriva, 2009; Acosta-Minoli y Kopriva, 2011). A partir del formalismo matemático de la sección 3.1.1, se pueden generar trincheras que cambian en el tiempo y campos de velocidades que cambian con respecto a un polo de Euler. Esta cinemática de la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis, representó un gran reto numérico, al querer desarrollar herramientas numéricas un poco más generalizadas, que permitieran acercarnos de la mejor manera posible, a los modelos geológico-tectónicos planteados en los estudios de la hipótesis tradicional.

Los datos de velocidad son tomados de DeMets (2001), Sdrolias y Müller (2006) y Schellart et al. (2007). Los valores de las rotaciones fueron tomadas de Gose (1985), Meschede y Frisch (1998), Mann (1999), James (2006), Rogers et al. (2007), Boschman et al. (2014) y Molina-Garza et al. (2019). La geometría de las trincheras son tomadas de Ferrari et al. (2014) y los marcos de referencia tipo punto caliente y placa de Norteamérica son tomados de Sdrolias y Müller (2006) y Pindell y Kenan (2009).

En el desarrollo de estos modelos, el dominio tiene las siguientes dimensiones: θ , con 513 nodos y una longitud de 8282.3 km (74°); en ϕ , 513 nodos con una longitud de 9556.5 km (86°) y 129 elementos en la dirección z con una longitud de 2867 km (Fig. 3.13).

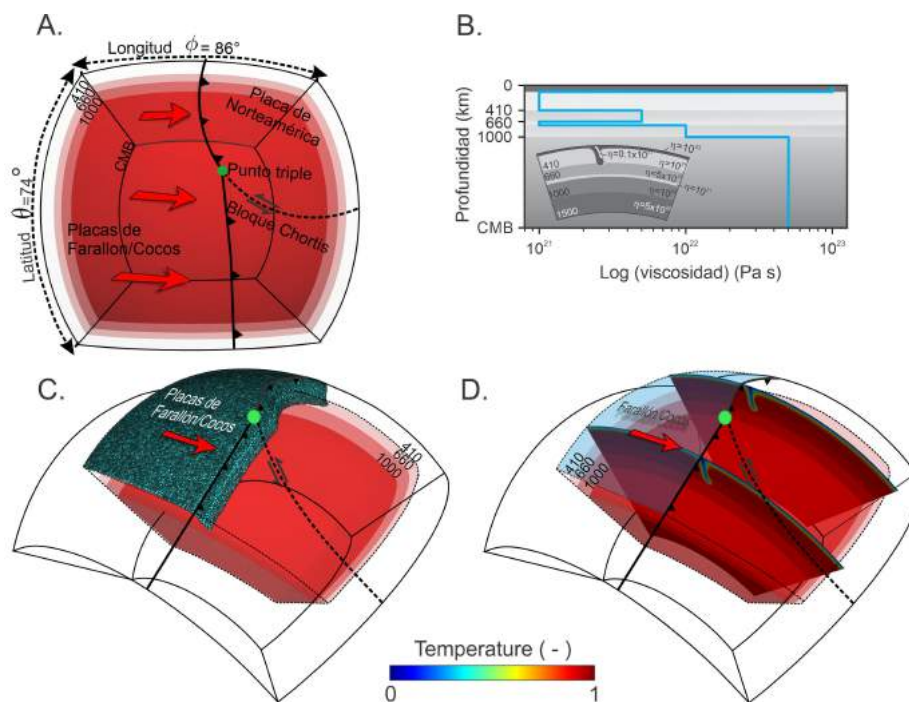


Figura 3.13: A. Dimensiones del dominio con sus condiciones de frontera; el dominio posee una dimensión de $\theta = 8282.3$ km (74°), $\phi = 9556.5$ km (86°) y $z = 2867$ km. Para el límite superior usamos velocidades de placa cinemáticas, y para el límite inferior usamos una velocidad impuesta. El campo de velocidades en la parte superior se va suavizando a medida que llega a las fronteras reflejantes para evitar información errónea en estas zonas. Las flechas rojas representan la velocidad de la placa oceánica de Farallón/Cocos y el punto verde representa la rotación del punto triple de las placas NAM-Chortis-Farallón (Cocos). Las curvas negras marcadas con triángulos representan la posición inicial de la trinchera. CMB = Límite del manto del núcleo. B. Distribución de viscosidades del manto normal vertical (no afectado por subducción). El espesor de la capa de baja viscosidad ubicada debajo la discontinuidad de 660 km es de 70 km. Recuadro: geometría inicial de la placa y distribución de viscosidad. C. Vista 3D de la región azul y la placa de subducción inicial se muestra con trazadores. D. Misma vista que en C, con dos secciones transversales verticales con la temperatura inicial de la placa. La región semitransparente superior representa la placa oceánica Farallón/Cocos.

Para el dominio oceánico se usó una edad de placa de 30 Ma, que representa un valor promedio para los últimos 40-50 Ma de Sdrolias y Müller (2006). La temperatura de la litosfera es constante y su distribución depende de la edad de las placas, siendo $T=0$ en la superficie y en la parte inferior se impone una isoterma con $T=1$ (Fig. 3.13). Los modelos numéricos se integran en un tiempo de 45 Ma y el campo de velocidades es creado con el código generado a partir de las condiciones matemáticas de la sección 3.1.1.

Al igual que se explicó en la sección 3.2.1, es imposible modelar todo el tiempo de subducción que ha ocurrido en la zona de estudio, por lo tanto también se crea un modelo de subducción inicial con una inmersión normal sobre el manto superior (Fig. 3.13). Este modelo de subducción inicial, se crea con una velocidad para la placa de Norteamérica de 0.82 cm/año y para el Bloque Chortis, una velocidad de 0.72 cm/año. La placa oceánica se mueve en dirección paralela al eje ϕ con una velocidad de 8.0 cm/año (recordando que en este caso, las trincheras se mantienen fijas durante 15 Ma para lograr la subducción que se muestra en la Fig. (3.13)).

Después de obtener el modelo de subducción inicial, se incorporaron diferentes ángulos de rotación para la trinchera en el Bloque Chortis que serán explicados con detalle más adelante. Estos modelos evolucionaron durante 45 Ma; sin embargo, la trinchera en Chortis se mantiene estática desde los 13 Ma hasta el presente, incorporando únicamente el movimiento de la trinchera para la placa de Norteamérica (Müller, 1999; Sdrolias y Müller, 2006; Schellart et al., 2007). La suposición fue tomada a partir de los estudios de Pindell y Kenan (2009), Molina-Garza et al. (2012), Boschman et al. (2014) y Ferrari et al. (2014), donde se muestra que la rotación del Bloque Chortis fue muy pequeña desde los 17 Ma hasta el presente. Los modelos numéricos se crean incorporando una frontera de tipo cinemática en la parte inferior del modelo, con un flujo en dirección Oeste-Este que se trabajó en los modelos numéricos de la hipótesis del Pacífico.

Aunque la hipótesis tradicional sustenta que el Bloque Chortis fue parte de la placa de Norteamérica y su posición en el Cretácico fue adyacente al Sur de México, existen numerosos estudios que intenta explicar cuál fue el ángulo de rotación total que este debió describir en el pasado (Rogers et al., 2007; Boschman et al., 2014; Molina-Garza et al., 2019). Este ángulo de rotación es importante, ya que la rotación del Bloque Chortis debió estar acompañado por la apertura de la fosa de Caimán, el desplazamiento total del sistema de fallas Polochic-Motagua y la posición actual de la placa del Caribe. Por lo tanto, en este estudio se abarcan algunos ángulos de rotación para la trinchera en el Bloque Chortis y los resultados son comparados con tomografías sísmicas.

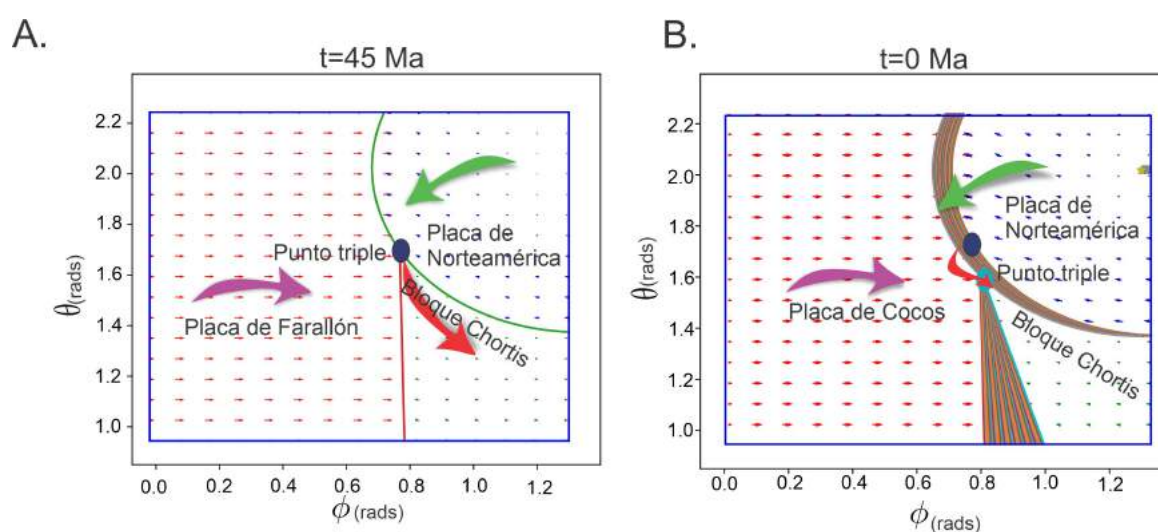


Figura 3.14: Campo de velocidades en un dominio 2D para abordar el modelo tradicional. A. Campo de velocidades a partir del cual inicia la rotación; en esta vista 2D ya se ha impuesto la subducción con inmersión normal de la Fig. (3.13). B. Cambio del campo de velocidades con respecto a las trincheras. La trinchera de la placa de Norteamérica rota hacia el Suroeste mientras que el Bloque Chortis rota hacia el Este dependiendo del ángulo de rotación impuesto.

Como se vio en la sección de la construcción cinemática superior para la hipótesis tradicional, la trinchera en el Bloque Chortis describe una rotación y un desplazamiento a través de la trinchera surmexicana como condición cinemática superior (Fig. 3.14). Este ángulo de rotación total es ingresado por el usuario y en este estudio se abordaron algunos valores que se mostrarán más adelante.

Mientras el Bloque Chortis se mueve hacia el Sureste, la placa de Norteamérica se mueve en dirección contraria con una velocidad constante de 1.5 cm/año y un retroceso de la trinchera con una magnitud promedio de 1.55 cm/año. Esta velocidad en la trinchera cambia con el tiempo y por ello se habla de un promedio de velocidad (Figs. 3.14 y 3.15). Los valores de velocidad fueron tomados de los estudios de De Mets (2001), Sdrolias y Müller (2006), Schellart et al. (2007), Goes et al. (2011) y Petricca y Carminati (2016).

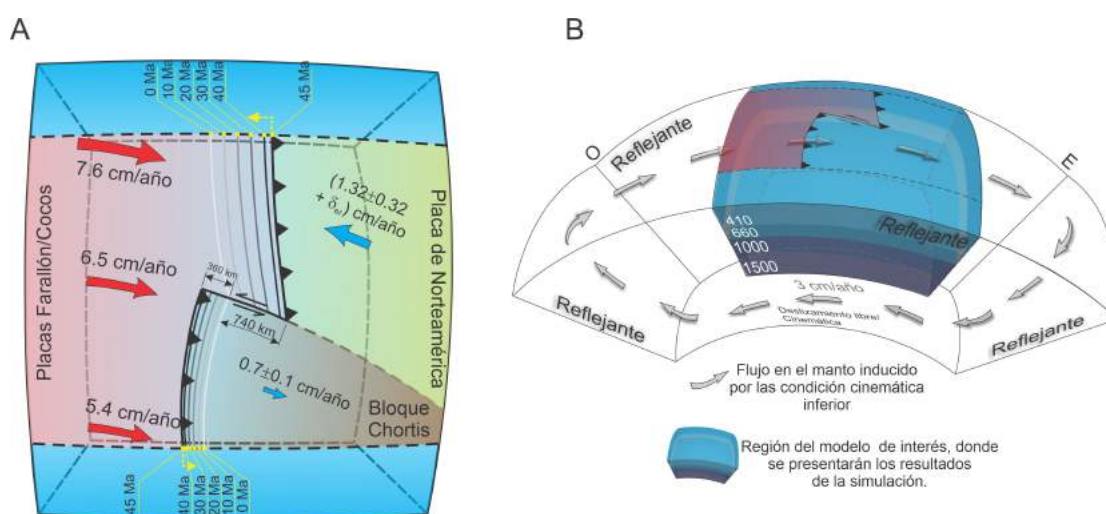


Figura 3.15: A. Parte superior de la región de interés del modelo con condiciones de contorno cinemáticas utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las líneas discontinuas grises representan la vista interior del modelo. Las curvas punteadas negras superiores delimitan las zonas laterales que dividen el dominio computacional. Las curvas negras con triángulos negros marcan la posición inicial de las trincheras. Las curvas sombreadas en gris frente a las trincheras (que se muestran para cada 10 Ma, ver líneas amarillas) representan las posiciones de las trincheras en el lapso de tiempo de 45 Ma. Las tasas de convergencia para cada placa varían con la latitud, los primeros valores que se muestran para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis representan tasas promedio. B. Condiciones de contorno utilizadas en nuestras simulaciones numéricas. Las condiciones de contorno del fondo son: deslizamiento libre para los primeros modelos y cinemática (3 cm/año con orientación O-E) para los siguientes. Esta condición de frontera cinemática induce un flujo adicional del manto superior O-E según lo propuesto por Ficini et al. (2017).

La placa de Farallón-Cocos, como se ve en la Fig. (3.15), se mueve con una velocidad de 8.5 cm/año en el Sur del dominio y disminuye hacia el Norte con una velocidad de 6.5 cm/año, de acuerdo al polo de Euler ubicado cerca al golfo de California (DeMets y Stein, 1990). Estas magnitudes de la velocidad de la placa Cocos a lo largo de la trinchera Mesoamericana, permanece constante a través del tiempo, ya que esto permite controlar la convergencia del software (Fig. 3.15).

Como se habló con anterioridad, existen varios estudios que abarcan la rotación total que debió sufrir el Bloque Chortis durante el Cretácico (Fig 3.14, 3.16), por lo tanto, se toman en cuenta algunos ángulos de rotación planteados en los estudios de Gose (1985), Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007), Boschman et al. (2014) y Molina-Garza et al. (2019).

A partir del ángulo total de rotación del Bloque Chortis tomado de los anteriores trabajos, se crean modelos sin incorporar mayores variaciones en la reología del manto. Por ejemplo, no se incorporan saltos de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km, con el objetivo de entender la modificación de la morfología de la placa subducida, a partir de una rotación determinada en la trinchera del Bloque Chortis. Después de observar cómo los ángulos de rotación afectan la dinámica de subducción, se incorporaron los saltos de viscosidad debajo de 660 y 1000 km (Fig. 3.13.B.) y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año.

Todos los modelos generados, evolucionaron durante 45 Ma y los valores tomados para la rotación en la trinchera del Bloque Chortis son: 30° , 27° y 20° , manteniendo las mismas condiciones de velocidad para las placas mostrados en la Fig. (3.15).

La hipótesis para el Bloque Chortis siendo parte de la placa de Norteamérica, abarca diferentes posiciones en el Sur de México y diferentes ángulos de rotación dependiendo del trabajo que se este abordando. Este desplazamiento del Bloque Chortis, posiblemente se realizó a lo largo de la falla Polochic-Motagua y su movimiento pudo ser acompañado por la apertura de aproximadamente 1100 km de la fosa de Caimán. En este estudio sólo se analiza cómo los diferentes ángulos propuestos, cambian la forma de la placa subducida, ya que no todos los ángulos propuesto pueden generar formas de placas consistentes numéricamente con lo observado en la tomografía sísmica de la región.

El primer modelo que se abordó, fue expuesto en Rogers et al. (2007) y propuesto en los estudios de Gose y Swartz (1977), Karig et al. (1978), Pindell y Dewey (1982), Gose (1985), Rosencrantz et al. (1988), Pindell y Barrett (1990), Sedlock et al. (1993), Dickinson y Lawton (2001) y Pindell et al. (2006). En estos trabajos se propone que el Bloque Chortis rota y se traslada durante el Eoceno medio, desde el Sur de México cerca de Oaxaca y se mueve hacia el Este con un ángulo de $\sim 30 - 40^\circ$ en el sentido contrario a las manecillas del reloj, recorriendo 1100 km con un movimiento de tipo lateral izquierdo.

En este estudio se modela la rotación de la trinchera en el Bloque Chortis durante un periodo de 45 Ma, manteniendo estático su movimiento desde 13 Ma hasta el presente y usando el menor ángulo descrito (30°). En esta reproducción numérica, el Bloque Chortis rota en sentido contrario a las manecillas del reloj bajo la siguiente de tasa movimiento: la trinchera rota con una tasa constante desde 45 hasta 17 Ma, con un ángulo de 29.5° . Desde 17 hasta 13 Ma, la rotación es pequeña con un ángulo de 0.5° ; de acuerdo al estudio de Molina-Garza et al. (2012). Desde 13 Ma hasta el presente, la trinchera permanece estacionaria. En la Fig. (3.16.A.) se muestra en color verde, cómo cambia el ángulo de rotación a través del tiempo para este modelo. En esta reproducción numérica, se mantuvieron las condiciones de frontera y velocidad de las Figs. (3.13 y 3.15).

Bajo estas mismas condiciones de velocidad de las placas, se cambió el ángulo de rotación para la trinchera en el Bloque Chortis, incorporando una rotación total de 20° , como se ve en la Fig. (3.16) en color rojo. Esta reproducción numérica mantiene la desaceleración del Bloque Chortis después de 17 Ma, como se expuso anteriormente. Estos datos pueden ser detallados en la Tabla (3.3).

Tabla 3.3: Ángulos de rotación para los primeros modelos con tasa de movimiento constante desde los 45 hasta los 17 Ma.

Tiempo (Ma)	Rotación 1 (Modelo T1)	Rotación 2 (Modelo T2)
45 – 17	29°	19°
17 – 13	0.5°	0.5°
13 – 0	0.0°	0.0°
Áng. total	30°	20°

La rotación de la primera columna es tomada del estudio de Rogers et al. (2007) y su modificación es mostrada en la columna dos.

Después de reproducir el modelo con ángulo de rotación constante entre 45 y 17 Ma, se intenta reproducir la rotación expuesta en Boschman et al. (2014) para el Bloque Chortis. En este estudio se expone que el Bloque Chortis rotó con un ángulo total de 32° desde los 50 Ma hasta el presente, sufriendo la mayor tasa de rotación entre los 38 y 32 Ma.

Debido a que nuestros modelos sólo incorporan 45 Ma de evolución para el Bloque Chortis, se tomó un ángulo total de 27° entre 45 Ma y el presente, con la siguiente tasa de movimiento: el Bloque Chortis rota 5° entre 45 y 38 Ma; 8.5° entre 38 y 33 Ma, 13° entre 32 y 17 Ma; 0.5° de 17 a 13 Ma y finalmente, 0° desde 13 Ma hasta el presente. En este modelo, se toma igualmente la disminución del movimiento del Bloque Chortis después de los 20 Ma tal y como se expuso en las reproducciones numéricas anteriores (los cambios en los ángulos de rotación en el tiempo se pueden ver en la Tabla (3.4) y Fig. (3.16) con color violeta).

Tabla 3.4: Ángulos de rotación con tasas de aceleración en la rotación en el Bloque Chortis expuesto en Boschman et al. (2014).

Tiempo (Ma)	Rotación 1 (Modelo T3)	Rotación 2 (Modelo T4)
45 – 38	5°	5°
38 – 33	8.5°	8.5°
32 – 17	13°	6°
17 – 13	0.5°	0.5°
13 – 0	0.0°	0.0°
Áng. total	27°	20°

La rotación de la primera columna es propuesta en el trabajo de Boschman et al. (2014) y la rotación dos es la modificada en este estudio.

Al igual que el modelo basado en el trabajo de Rogers et al. (2007), se redujo el ángulo de rotación para el Bloque Chortis de 27° a 20°, manteniendo la tasa de aceleración del Bloque Chortis entre 45 y 32 Ma propuesta por Boschman et al. (2014). En este caso, entre 45 y 38 Ma, el ángulo de rotación para el Bloque Chortis es de 5°; entre 38 y 33 Ma, el ángulo es de 8.5°; entre 32 y 17 Ma, el ángulo es de 13°; entre 17 y 13 Ma, el ángulo es de 0.5° y finalmente, entre 13 y 0 Ma, el Bloque Chortis permanece estacionario (Ver Fig. 3.16 en color azul claro y la Tabla 3.4).

Finalmente, se realiza un nuevo modelo numérico teniendo en cuenta los estudios de Mann (1999) y Mann et al. (2007), donde se expone en detalle el movimiento del Bloque Chortis de

acuerdo con la apertura de la fosa de Caimán. La fosa de Caimán ha sido de gran ayuda para restringir el movimiento de la placa del Caribe, la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis en el pasado (Gose y Swartz, 1977; Pindell y Dewey, 1982; Gose, 1985; Rosencrantz et al., 1988; Pindell y Barrett, 1990; Sedlock et al., 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Mann, 1999; Rogers, 2003; Pindell et al., 2006; Pindell y Kenan 2009; Molina-Garza et al., 2012; Boschman et al., 2014, Molina-Garza et al., 2019). Esta fosa tiene una apertura aproximada de 1100 km y desde ~ 20 Ma no se registran grandes movimientos (Leroy et al., 2000). Nuestro modelo numérico incorpora un ángulo total de 20° para la rotación del Bloque Chortis, desde 45 Ma hasta el presente, usando los periodos donde se reporta la mayor aceleración de apertura de la fosa de Caimán.

Los anteriores trabajos exponen una rápida apertura de la fosa de Caimán entre 49 y 26 Ma; sin embargo, nuestros modelos toman la aceleración del movimiento del Bloque Chortis entre 45 y 26 Ma, suponiendo que describe una rotación total de 15° . Entre 26 y 20 Ma, el movimiento de apertura de la fosa de Caimán desacelera y el ángulo de rotación del Bloque Chortis disminuye a 4.5° . Desde los 20 Ma hasta el presente, no se registran grandes cambios en la fosa de Caimán, de allí se supone una rotación para el Bloque Chortis de 0.5° entre 20 y 13 Ma (Ver Tabla 3.5). Finalmente, la trinchera para el Bloque Chortis se supone estática desde 13 Ma hasta el presente, esta descripción puede verse en la Fig. (3.16.C.).

Tabla 3.5: Ángulo de rotación de acuerdo con la tasa de apertura de la fosa de Caimán expuesto en los trabajos de Mann (1999) y Mann et al. (2007).

Tiempo (Ma)	Rotación (Modelo T5)
45 – 26	15°
26 – 20	4.5°
20 – 13	0.5°
13 – 0	0.0°
Áng. total	20°

3.2.3. Modelo de subducción inicial para la placa de Farallón/Cocos en la hipótesis In Situ

El último modelo que se trabajó, está relacionado con la hipótesis In Situ propuesta por Meschede y Frisch (1998) y James (2006). En estos estudios se propone que el Bloque Chortis ocupó una posición muy cercana a la posición actual y la rotación que sufrió desde el Cretácico ha sido muy pequeña. En la reproducción de este modelo, se emplea la misma subducción inicial de la placa de Farallón obtenida en la hipótesis tradicional (Fig. 3.13) y las mismas condiciones de velocidad para las placas mostradas en la Fig. (3.15), ya que la diferencia se centra principalmente en el ángulo de rotación.

Tabla 3.6: Ángulo de rotación para la hipótesis In Situ del Bloque Chortis de acuerdo a los trabajos de Meschede y Frisch (1998) y James (2006).

Tiempo (Ma)	Rotación (Modelo T6)
45 – 13	10°
13 – 0	0.0°
Áng. total	10°

Ángulo de rotación para un Bloque Chortis con una posición mu cercana a la posición actual y sin grandes variaciones en el tiempo.

En su reproducción se supone un ángulo de rotación de 10° como se ve en la Fig. (3.15.D) y puede ser apreciada en la Tabla 3.6. Esta rotación es constante desde 45 hasta 13 Ma y al igual que los anteriores modelos, la trinchera permanece estática desde ese tiempo hasta el presente.

A partir de los ángulos anteriormente expuestos y cuyas tasas de variación son mostradas en la Fig. (3.16), se construyeron modelos de subducción, con el fin de analizar bajo qué ángulos de rotación para la trinchera en el Bloque Chortis, se producen formas de placas consistentes con lo observado en la tomografía sísmica de la región de estudio. La mayoría de modelos reproducidos para la hipótesis tradicional e In Situ, incorporaron en el manto las condiciones de viscosidad y pendiente de Clapeyron usadas en el modelo del Pacífico. De esa manera, se uniformizaron los parámetros usados en todos los modelos realizados en este estudio, con el objetivo de lograr comparaciones adecuadas entre todos los resultados obtenidos.

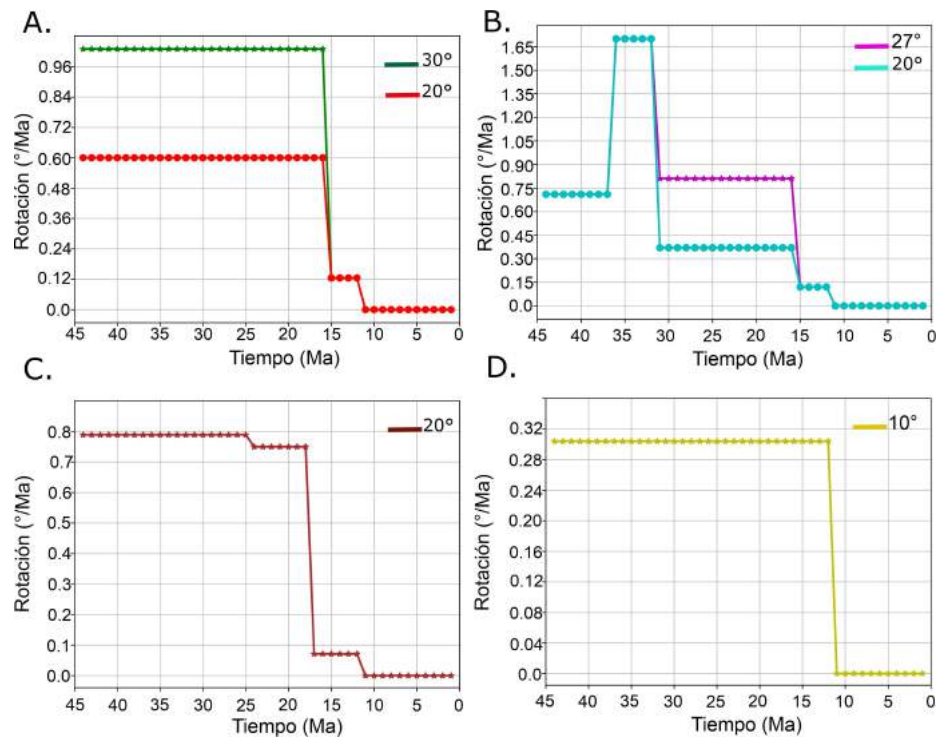


Figura 3.16: Cambios de ángulos para la rotación del Bloque Chortis proveniente del Sur de México. A. Se muestra en verde el cambio del ángulo de rotación casi constante para el Bloque Chortis, siendo un ángulo total de 30° y disminuyendo considerablemente desde los 17 Ma hasta el presente. En rojo se muestra un ángulo de rotación total de 20° bajo las mismas condiciones de variación de 30° ; este ángulo se explica detalladamente en Rogers et al. (2007). B. Se muestra en violeta, la tasa de cambio del ángulo de rotación para la trinchera en Chortis expuesto en Boschman et al. (2014), con un ángulo total recorrido de 27° desde los 45 Ma hasta el presente. El Bloque Chortis sufre una aceleración entre 38 y 33 Ma y disminuye su rotación considerablemente después de los 17 Ma. En azul claro se muestra los mismos cambios para un ángulo total de 20° . C. Este modelo sigue el movimiento de expansión de la fosa de Caimán expuesto en Mann (1999) y Mann et al. (2007); en este caso, la trinchera en el Bloque Chortis rota con gran velocidad entre 45 y 26 Ma, disminuye entre 26 y 20 Ma y finalmente, la tasa de rotación se hace muy pequeña desde los 20 Ma hasta el presente. D. Representa un ángulo de rotación total pequeño para el Bloque Chortis, de acuerdo a los estudios de Meschede y Frisch (1998) y James (2006).

Capítulo 4

Resultados

En este capítulo se expondrán los resultados numéricos obtenidos a partir de la construcción numérica de las hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ. Para ello, se divide el capítulo en tres secciones: la primera sección mostrará los modelos numéricos obtenidos para la hipótesis expuesta principalmente en Keppie y Morán-Zenteno (2005). En la segunda sección, los resultados obtenidos para los estudios que plantean que el Bloque Chortis provino del Sur de México (Gose y Swartz, 1977; Pindell y Dewey, 1982; Gose, 1985; Rosencrantz et al., 1988; Pindell y Barrett, 1990; Sedlock et al., 1993; Dickinson and Lawton, 2001; Mann, 1999; Rogers, 2003; Pindell et al., 2006; Pindell y Kenan 2009; Molina-Garza et al., 2012; Boschman et al., 2014) y finalmente, la tercera sección expondrá los resultados para la hipótesis In Situ, bajo el supuesto de que el Bloque Chortis ocupó una posición muy aproximada a la actual, planteada por Meschede y Frisch (1998) y James (2006, 2009).

En la sección de resultados para la hipótesis tradicional, podrá observarse cómo la morfología de la placa subducida debajo de la zona de subducción mexicana cambia a medida que el Bloque Chortis se desliza y rota a lo largo de la trinchera surmexicana. Esta morfología no sólo se verá afectada por el desplazamiento del Bloque Chortis, sino, que también va a depender del ángulo total de rotación para la trinchera en la zona de subducción del Bloque Chortis. La última sección muestra resultados para un modelo con un ángulo de rotación pequeño, tratando de incorporar la hipótesis planteada en los estudios de Meschede y Frisch (1998) y James (2006, 2009).

Cada uno de los modelos obtenidos son comparados con tomografías sísmicas expuestas en la Fig. (2.3) y se determinará cuál de los modelos tienen geometrías de subducción más concordante con lo observado en las imágenes de tomografía sísmica. Todos los modelos de este estudio utilizan una modificación de interpolación transfinita expuesta por Kopriva (2009) y en la sección 3.3.1, para el movimiento de trincheras irregulares en el tiempo y espacio. Sin embargo, los resultados de subducción para la hipótesis tradicional e In Situ utilizan un código mejorado y generalizado, por ello las condiciones de construcción del campo de velocidades y la rotación de las trincheras pueden verse diferente para la hipótesis del Pacífico, la hipótesis tradicional e In Situ (recordando que la hipótesis del Pacífico fue la que primero se abordó en el desarrollo metodológico).

Todos los modelos evolucionan durante un periodo de 45 Ma y el tiempo de cómputo de cada uno de ellos varía entre 16 a 120 horas usando un total de 32 procesadores. La construcción de los campos de velocidades se crean para un dominio 2D y son generados en Python. El campo de velocidades se visualiza en una gráfica 2D como se ve en las Figs. (3.8 y 3.10), con el fin de depurar posibles problemas en las fronteras del dominio y reducir los errores una vez que las

condiciones de frontera cinemáticas son incorporadas al CitcomS.

Las condiciones de velocidad y edad para las placas para un tiempo total de 45 Ma son leídas finalmente por el CitcomS, este resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes como un problema de convección en el manto y permite observar las subducciones numéricas. Los resultados inicialmente muestran la placa de Farallón y después de 25 Ma se representa la placa de Cocos; cabe recalcar que no se modeló el rompimiento de la placa de Farallón aproximadamente a 25 Ma. Este tipo de rompimientos incorpora discontinuidades que no son abordadas en este trabajo de investigación debido a su complejidad numérica. Nuestros modelos son continuos en el espacio y el tiempo, por ello, después de 25 Ma, se supone la interacción entre la placa de Cocos, el Bloque Chortis y el Sur de México.

A continuación, se expondrán los resultados numéricos obtenidos para las tres hipótesis que abarcan la evolución tectónica del Bloque Chortis hace 45 Ma.

4.1. Resultados para la hipótesis del Pacífico

Los resultados para la hipótesis del Pacífico fueron divididos en varias subsecciones, en cada una de ellas, se presentan modelos que muestran cómo los diferentes movimientos de la trinchera afectan la morfología de la placa subducida. A su vez, es posible identificar cómo las condiciones de viscosidad y el flujo del manto, modifican la subducción a medida que la placa interactúa con este. Estos modelos de subducción fueron realizados con el objetivo de esclarecer el rol de la trinchera y de las propiedades del manto en la modificación de la morfología de la placa subducida. Gracias a este análisis, se pudo entender bajo qué condiciones es posible obtener subducciones numéricas que se aproximan a los observado en tomografías sísmicas, para la zona de subducción mexicana y Bloque Chortis.

Los modelos finales que se muestran al final de esta sección, incorporan un perfil de viscosidad y una velocidad de flujo para el manto, obtenida y establecida gracias a los primeros modelos realizados. Estos últimos modelos tienen como objetivo, analizar principalmente los efectos de la erosión sobre la placa de Farallón-Cocos en el Sur de México, recordando que este planeteamiento fue realizado en Keppie y Morán-Zenteno (2005), Morán-Zenteno et al. (2008) y Morán-Zenteno et al. (2018), para explicar el antearco faltante en el Sur de México.

El modelo con subducción inicial mostrado en la Fig. (3.11), evoluciona bajo las condiciones de velocidad de frontera superior, distribuciones de viscosidad y velocidad de flujo de manto mostradas en la Tabla (3.2). Bajo estas condiciones, se obtuvieron nueve modelos que evolucionaron durante un periodo de 45 Ma. Estas simulaciones se caracterizan por incorporar diferentes posiciones y movimientos para las trinchera en la placa de Norteamérica y en el Bloque Chortis y cuya evolución fue lograda por el código modificado de la interpolación transfinita (Fig. 3.7).

De estos nueve modelos, los últimos cinco mantienen la misma condición de movimiento para la trinchera en la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis (Ver Tabla 3.2). Cada uno de ellos incorpora diferentes capas de viscosidad y velocidades para el flujo del manto. Las subducciones obtenidas son comparadas con tomografías sísmicas de la región de estudio en el capítulo de Discusión.

Finalmente, se realizan cuatro modelos más, con el objetivo de analizar la alta tasa de erosión en la placa de Norteamérica y su efecto sobre la subducción. Se comparan modelos que

incorporan erosión con modelos sin erosión. Estos mantienen las condiciones de movimiento de la trinchera en el Bloque Chortis e incorporan capas de viscosidad y velocidad de flujo en el manto ya establecidas. A continuación se muestran los resultados obtenidos para esta hipótesis.

4.1.1. Influencia del movimiento de la trinchera en la geometría de la placa

El primer modelo numérico (M1) incorpora la representación de la reconstrucción de Keppie y Morán-Zenteno (2005) (Fig. 3.7) para el Bloque Chortis. El campo de velocidad se construye asumiendo un polo de Euler cerca de Santiago de Chile (Ross y Scotese, 1988; Pindell et al., 1988). La trinchera del Bloque Chortis gira en sentido antihorario con una rotación de $\sim 40^\circ$ y se desplaza a lo largo de una falla transformante, con un desplazamiento total de 1100 km durante un período de 45 Ma (Fig. 4.1).

El modelo evoluciona con una condición de límite inferior de deslizamiento libre (sin velocidad de flujo del manto impuesta) y asume un perfil de viscosidad inicial como se muestra en la Fig. (3.1.A). La magnitud promedio del campo de velocidad superior correspondiente a la placa de Farallón, la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis se presenta en la Tabla (3.2). La reconstrucción de la placa utilizada para el modelo M1 se presenta en la Fig. (4.1), donde es posible observar el movimiento de la trinchera en el Bloque Chortis y en la placa de Norteamérica a través del tiempo.

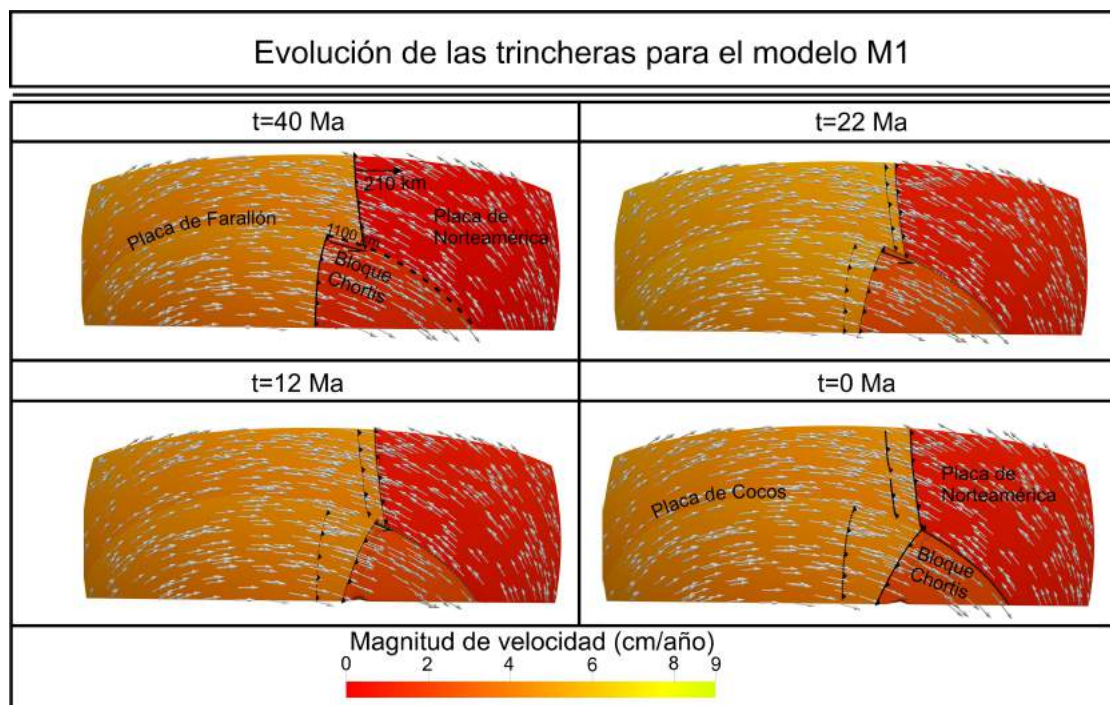


Figura 4.1: Evolución tardía utilizada como condiciones de contorno cinemáticas para el modelo M1. La evolución de la trinchera para cada período se muestra junto con la geometría inicial de la trinchera. La trinchera correspondiente a la placa NAM avanza hacia el este unos 210 km, mientras que la trinchera del Bloque Chortis gira en sentido antihorario $\sim 40^\circ$. Las flechas blancas representan las velocidades de las placas (no a escala). Los colores de la superficie representan la magnitud de las velocidades de las placas.

En la Fig. (4.2) se muestran los resultados del modelado de subducción sin velocidad de flujo del manto y con un perfil de viscosidad que incluye: corteza, manto superior, zona de transición

y manto inferior, mostrado en la Fig. (3.1.A). Estos resultados muestran una placa subducida debajo de la placa de Norteamérica, que se hunde casi verticalmente en el manto cuando se incorpora una tasa de erosión de 210 km en el movimiento de la trinchera (la trinchera se mueve de izquierda a derecha). En la zona de subducción del Bloque Chortis, la placa desarrolla un ángulo de subducción negativo debido al rápido avance de la trinchera hacia el Este (Fig. 4.2).

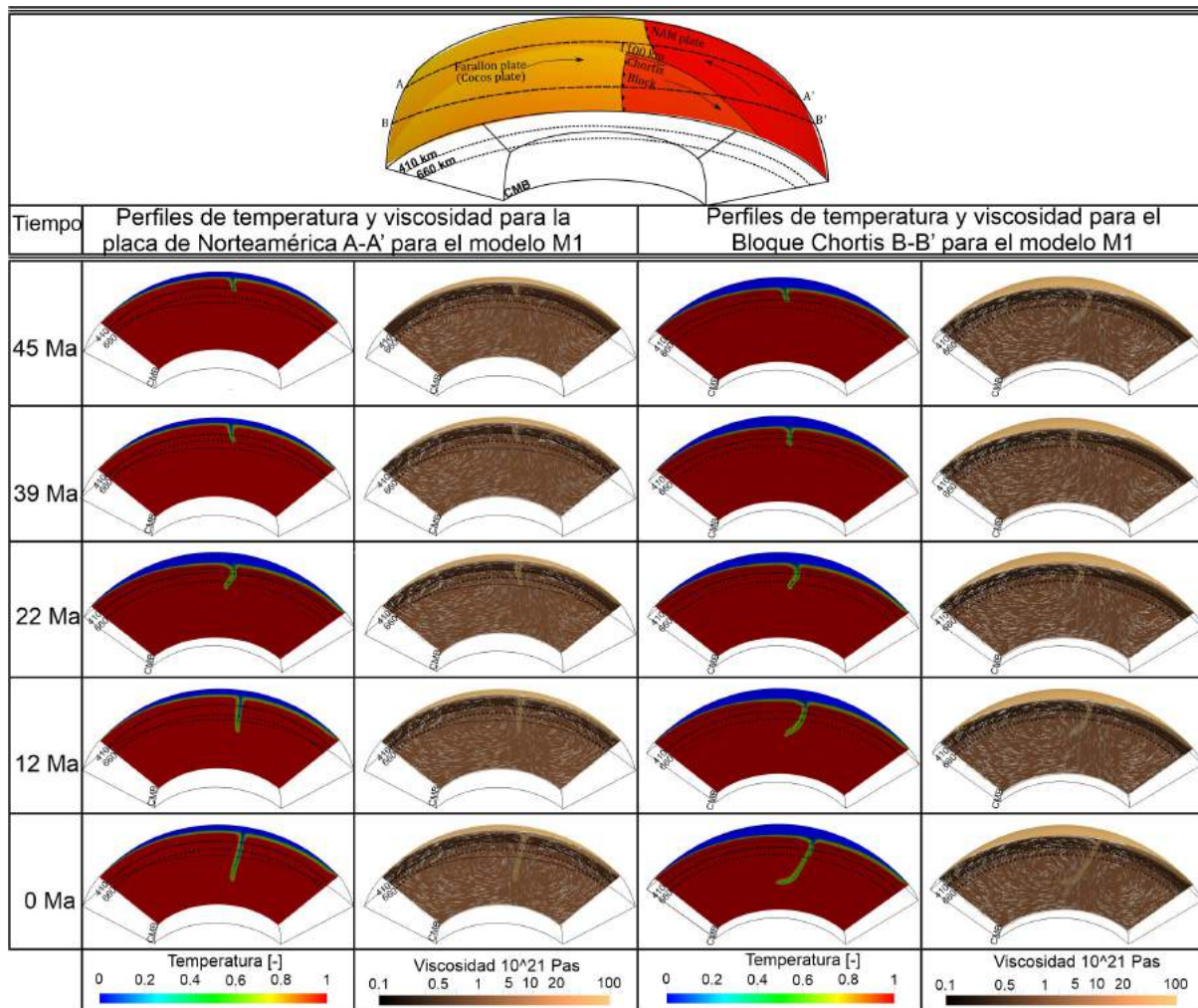


Figura 4.2: Distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M1. La vista superior del modelo 3D muestra la configuración inicial de la frontera superior de la placa de Farallón. El Bloque Chortis se desplaza hacia el este a una tasa promedio de ~ 2.5 cm/año. La placa de NAM se mueve hacia el oeste y su trinchera avanza hacia el este a una tasa promedio de ~ 0.4 cm/año, simulando el proceso de erosión propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005). Los perfiles A-A' y B-B' muestran la evolución de la placa debajo de la placa de Norteamérica y debajo del Bloque Chortis, respectivamente. Nótese la pendiente negativa poco realista de la placa Farallón-Cocos debajo del Bloque Chortis después de 45 Ma de evolución.

En el segundo modelo (M2) se mantiene el mismo movimiento para el Bloque Chortis del modelo M1. Sin embargo, en la placa de Norteamérica se introduce el retroceso de la trinchera a razón de 1.0 cm/año. La placa de Norteamérica avanza bajo esta misma velocidad y, por tanto, se mueve hacia el Oeste con esta velocidad constante durante 45 Ma. En la Fig. (4.3) se puede observar la evolución de la trinchera en el Bloque Chortis y en la placa de Norteamérica para 45 Ma.

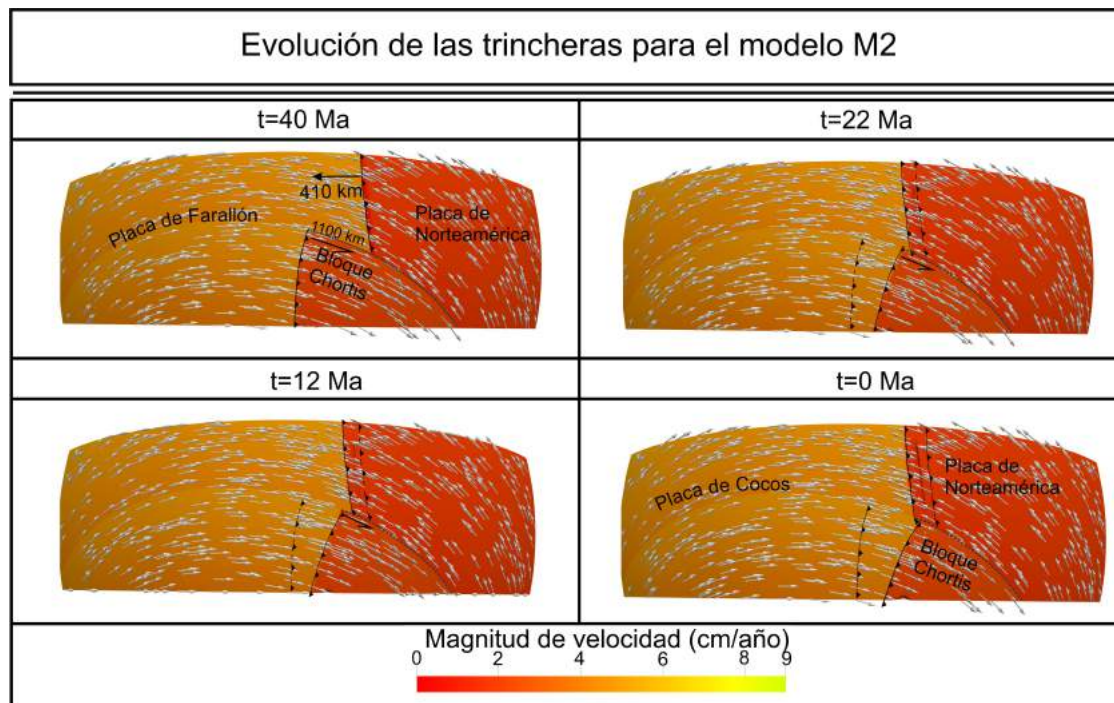


Figura 4.3: Velocidad y evolución de la placa para el modelo M2. La evolución de la trinchera se muestra junto con la geometría inicial. En este caso, mientras que el Bloque Chortis rota en sentido antihorario con un ángulo de $\sim 40^\circ$ y se mueve hacia el este, la trinchera en la placa de Norteamérica rota y retrocede 450 km. Otros símbolos son como en la Fig. (4.1).

Los perfiles de temperatura y viscosidad para el modelo de placa subducida M2, son mostrados en la Fig. (4.4). En comparación con el primer modelo (M1), los resultados muestran una placa subducida debajo de la placa de Norteamérica, sin una subducción totalmente vertical en el manto y en superficie es posible identificar una subducción horizontal. Este comportamiento de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica es logrado cuando se incorpora el retroceso de la trinchera. Sin embargo, la placa subducida debajo del Bloque Chortis todavía muestra el mismo comportamiento debajo de 660 km, mostrado en la Fig. (4.2), el cual surge como consecuencia de un rápido avance de la trinchera.

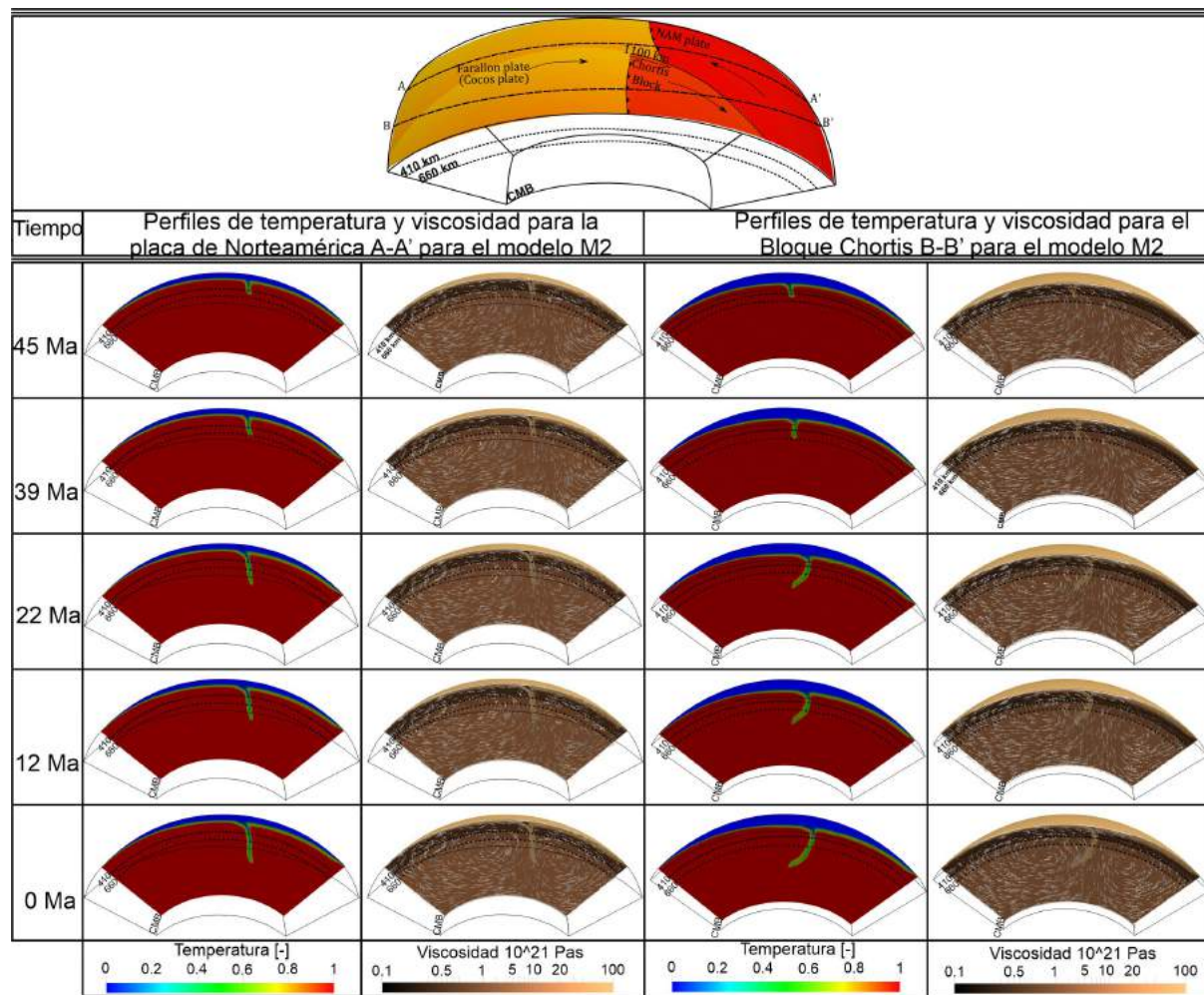


Figura 4.4: Distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M2. El Bloque Chortis evoluciona hacia el este a una velocidad promedio de ~ 2.5 cm/año. La trinchera para la placa de Norteamérica se retira a una velocidad de 1.0 cm/año, mientras la placa de Norteamérica se mueve hacia el oeste con esta misma velocidad. Nótese que aún hay una pendiente negativa de la placa de Farallón-Cocos debajo del Bloque Chortis después de 45 Ma de evolución. Sin embargo, la subducción debajo de la placa de Norteamérica ahora se hunde sin una pendiente vertical. Los otros símbolos son como en la Fig. (4.2).

El tercer modelo M3, difiere significativamente de las dos simulaciones numéricas anteriores. Aquí se considera el Bloque Chortis estático durante todo el período de modelado de 45 Ma. Esta consideración es tomada de los trabajos de Sdrolias y Müller (2006) y Müller et al. (2008), donde se sustenta que la placa del Caribe se ha mantenido estacionaria durante los últimos 40 Ma, en un marco de referencia tipo punto caliente. Aunque la placa del Caribe se considera fija, se agrega una velocidad a la placa de 1.0 cm/año correspondiente a los procesos de erosión a lo largo de la trinchera.

Mientras la trinchera y el Bloque Chortis permanecen estacionarios en el tiempo, la trinchera de la placa de Norteamérica retrocede con tasa de 2.0 cm/año (recorriendo un desplazamiento total de aproximadamente 900 km en 45 Ma) y la placa de Norteamérica avanza con la misma velocidad hacia el Suroeste (Sdrolias y Müller, 2006). El campo de velocidades es mostrado en la Fig. (4.1) donde es posible ver cómo cambia la trinchera en la placa de Norteamérica mientras

el Bloque Chortis permanece estacionario.

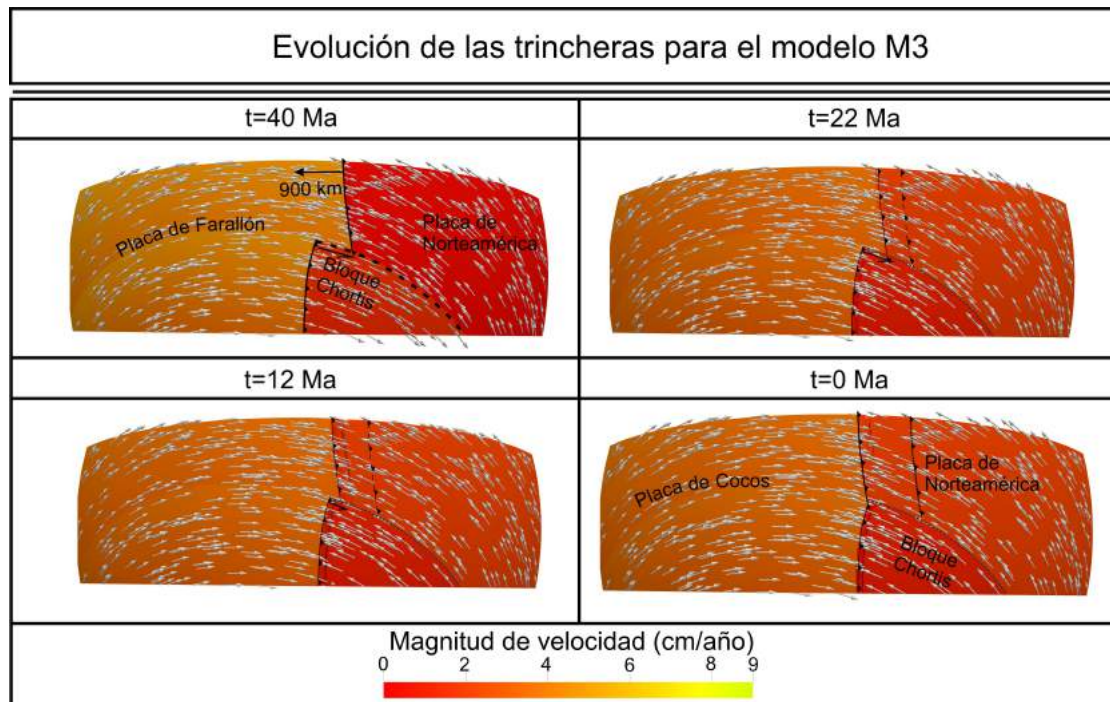


Figura 4.5: Evolución de la velocidad y de las trincheras para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis para el modelo M3. el Bloque Chortis permanece estático y la trinchera de la placa de Norteamérica retrocede hacia el oeste unos 900 km. Los otros símbolos son como en la Fig. (4.1)

Los perfiles de temperatura y viscosidad se muestran en la Fig. (4.6). Este modelo mantiene las mismas condiciones de viscosidad para el manto que los modelos anteriores y no incluye velocidad del manto inferior impuesta. Se muestra subducción plana debajo de la placa de Norteamérica en el perfil A-A' y una subducción vertical sin buzamiento negativo debajo de los 660 km para la zona de subducción del Bloque Chortis en el perfil B-B' (Fig. 4.6).

Al comparar estos resultados con los modelos M1 y M2, se logró identificar que las altas tasas de avance en la trinchera generan como consecuencia, buzamientos negativos por debajo de los 660 km, mientras que para altas tasas de erosión es poco probable la formación de subducción plana en superficie. Los resultados M1 y M2 muestran todo lo contrario a lo que se observa actualmente en la zona de subducción mexicana y centroamericana mediante los estudios de Pardo y Suárez (1995), Gorvatov y Fukao (2005), Pérez-Campos et al. (2008), Husker y Davis (2009), Obayashi et al. (2013), Manea et al. (2013), Manea et al. (2017) y Melgar et al. (2018).

Una vez establecidas las que generan sobre la placa subducida diferentes movimientos de las trincheras, se procede a analizar cómo afecta los modelos numéricos de subducción la incorporación capas de viscosidad por debajo de 660 km como se muestra en las Figs. (3.1.B y 3.1.C) y que son explicadas en el marco teórico en la subsección 2.2.1.

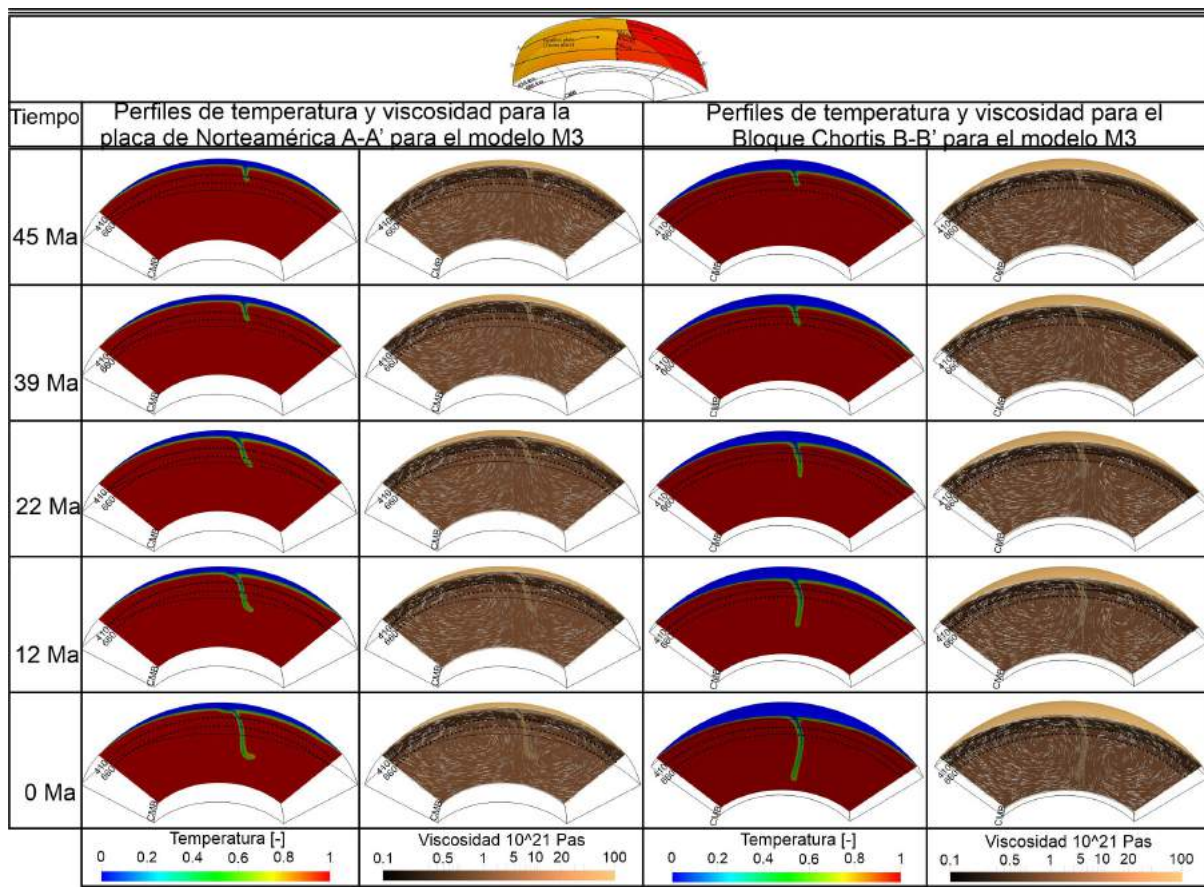


Figura 4.6: Distribución de temperatura y viscosidad para el modelo M3. Observe cómo la placa subducida debajo de la placa de Norteamérica subduce con una subducción aún menos vertical que para el modelo M2 y a superficie se puede identificar subducción plana. En este modelo, el Bloque Chortis permanece estático durante toda la simulación y la subducción aparece sin buzamiento negativo (Sdrolia y Müller 2006; Müller 2006 et al., 2008). La trinchera de la placa de NAM se retira a una velocidad de 2.0 cm/año y la placa de NAM se mueve hacia el oeste a la misma velocidad que la trinchera. Los otros símbolos son como en la Fig.(4.2).

4.1.2. Influencia de la viscosidad del manto sobre la subducción

En la subsección 2.2.1 se abordó la importancia de capas de viscosidad que están presentes debajo de 660 km sobre la subducción. Los estudios de Fukao et al. (2001), Cizcova et al. (2002), Torii y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi (2013), Obayashi et al. (2013), Tang et al. (2014), King (2016), Jenkins et al. (2017) y Mao y Zhong (2018), mostraron la importancia de un canal de baja viscosidad debajo de los 660 km para placas que se estacan sobre este límite y una discontinuidad sísmica a 1000 km, que puede estar relacionada con material de plumas de manto o material de placas reciclado que cambia la viscosidad del manto circundante. Este último límite, genera una segunda zona de estancamiento de placas como se ven en la tomografías sísmicas de las Figs (2.10 y 2.11).

En los siguientes modelos generados se mantuvieron las condiciones de velocidad para las placas y las trincheras del modelo M3, se incorporaron las distribuciones de viscosidad de las Figs. (3.1.B y 3.1.C) (Ver tabla 3.2) y no se agregó velocidad de flujo del manto al dominio inferior.

El cuarto modelo M4, es un derivado de los modelos anteriores donde se incorpora un salto

de viscosidad de 50×10^{21} Pas a 1000 km de profundidad. Este salto de viscosidad se explica con detalle en los trabajos de Fukao y Obayashi (2013), Obayashi et al. (2013) y Jenkins et al. (2017). El modelo (M5) incorpora además del incremento de la viscosidad a 1000 km, una pequeña capa de baja viscosidad por debajo de 660 km, con un ancho de 70 km y una viscosidad de 1×10^{21} Pas. Este pequeño salto de viscosidad es tratado en los trabajos de Fukao et al. (2001), Cizcova et al. (2002), Torii y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi (2013), Obayashi et al. (2013), Tang et al. (2014) y King (2016).

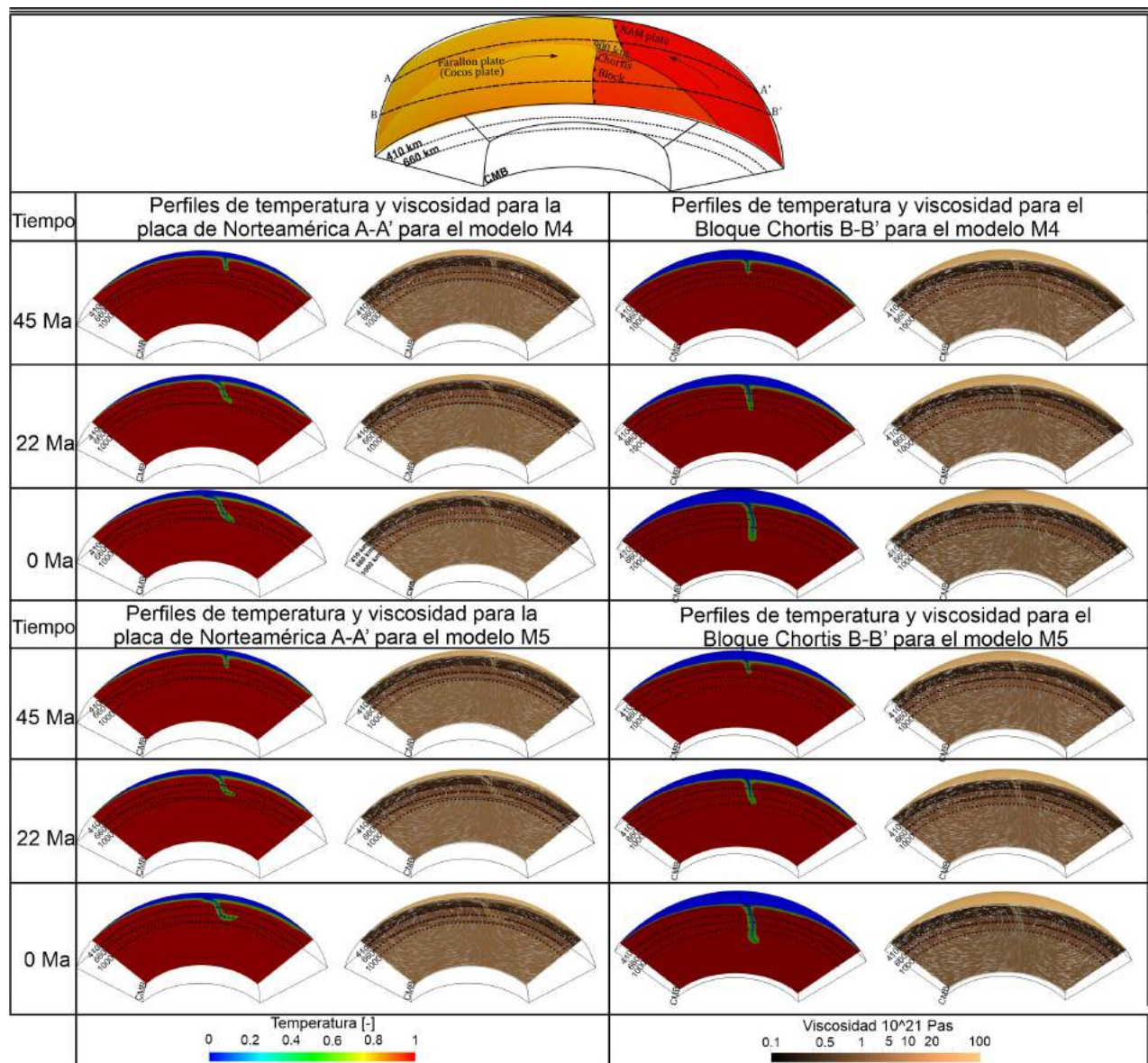


Figura 4.7: Arriba a la izquierda y a la derecha: distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M4. La placa debajo del Bloque Chortis se hunde verticalmente en el manto sin un ángulo de buzamiento negativo debajo de los 660 km. Debajo de la placa de Norteamérica se puede observar el inicio de la subducción plana desde 20 Ma hasta el día de hoy, con un estancamiento por encima de la discontinuidad de 1000 km. Abajo, izquierda y derecha: distribución de temperatura y viscosidad (las flechas blancas representan el campo de velocidad) para el modelo M5. La placa debajo del Bloque Chortis se está sumergiendo sin buzamiento negativo debajo de 660 km e incluso comienza a doblarse en el manto inferior. En este modelo, se incorpora una capa de baja viscosidad de 1×10^{21} Pas debajo de 660 km con un ancho de 70 km, y un aumento de viscosidad de 50×10^{21} Pas a 1000 km de profundidad.

En el modelo M4 se muestra la formación de subducción plana debajo de la placa de Norteamérica a partir de 20 Ma, así como el estancamiento de la placa subducida por encima de la discontinuidad de 1000 km. La placa debajo del Bloque Chortis se hunde sin buzamiento negativo debajo de los 660 km y penetra en la capa de alta viscosidad a una profundidad de 1000 km (Fig. 4.7. arriba).

En el modelo M5 se mantiene el estancamiento de la placa de Norteamérica cerca de la discontinuidad de 660 km y la formación de la subducción plana (Fig. 4.7, abajo). La placa subducida debajo del Bloque Chortis penetra varios cientos de kilómetros en el manto inferior y comienza a presentar algunas deformaciones debido a la fuerza de resistencia que ejerce la viscosidad sobre la placa, a medida que esta viaja por el manto.

4.1.3. Influencia de la velocidad de flujo del manto

Los trabajos de Doglioni et al. (2003), Hammond y Toomey (2003), Tang et al. (2014), Doglioni y Panza (2015), Ficini et al. (2017, 2019), Zhu et al. (2020), Liu et al. (2021), Peng et al. (2021), Lui y Peng (2022) y Husker et al. (2022), han mostrado la influencia del flujo del manto sobre la subducción. La dirección preferencial de este flujo y su velocidad ayudan a que las placas se hundan sin pendientes tan verticales en el manto y que en conjunto con las capas de viscosidades y las transiciones de fase, existan placas con diferentes comportamientos en el manto, en especial entre 660 y 1000 km (Fukao y Obayashi, 2013).

En este estudio, investigamos la influencia de dicho flujo del manto en la dinámica de subducción asociada con la evolución del Bloque Chortis. Los siguientes modelos numéricos incorporan diferentes velocidades para el flujo del manto: 1.5 cm/año (modelo M6), 2.0 cm/año (modelo M7), 2.5 cm/año (modelo M8) y 3.0 cm/año (modelo M9), en la dirección preferencial Oeste-Este propuesta por Ficini et al. (2017). En este caso, la frontera inferior del dominio cambia de tipo deslizamiento libre a una frontera cinemática que induce el flujo del manto y cambia el ángulo de buzamiento de la subducción. Las condiciones del movimiento de las trincheras y de las placas se mantienen como en el modelo M3, M4 y M5, es decir, no cambian las condiciones cinemáticas superiores del dominio. Las capas de viscosidad para el manto inferior se mantienen igual que en el modelo M5, una capa de baja viscosidad por debajo de 660 km y un incremento en la viscosidad a 1000 km. Estos resultados son mostrados en la Fig. (4.8).

Los resultados de la Fig. (4.8) muestran cómo las placas en subducción se ven considerablemente afectadas por el flujo general del manto. Simulaciones numéricas anteriores de Ficini et al. (2017), exponen un flujo general del manto en dirección Oeste-Este con una tasa de 1 – 10 cm/año. Este induce el aplanamiento y acomodamiento de la placa en el límite de la transición de fase de 660 km y sobre 1000 km. En los resultados es posible observar que, a medida que incrementa la velocidad en el flujo del manto, la placa de Cocos debajo de la zona de subducción del Bloque Chortis es más sensible a estos cambios, presentando cada vez más dificultad en hundirse por debajo de 1000 km y acomodamiento sobre este límite. Es posible ver estancamiento en las imágenes de tomografías sísmicas mostradas en el estudio de Fukao y Obayashi (2013) en la Fig. (2.11). Debajo de la placa de Norteamérica, la placa de Cocos logra estancarse sobre 660 km con una velocidad de flujo del manto de 2.5 cm/año y se mantiene sobre este límite sin importar el incremento de la velocidad de flujo del manto.

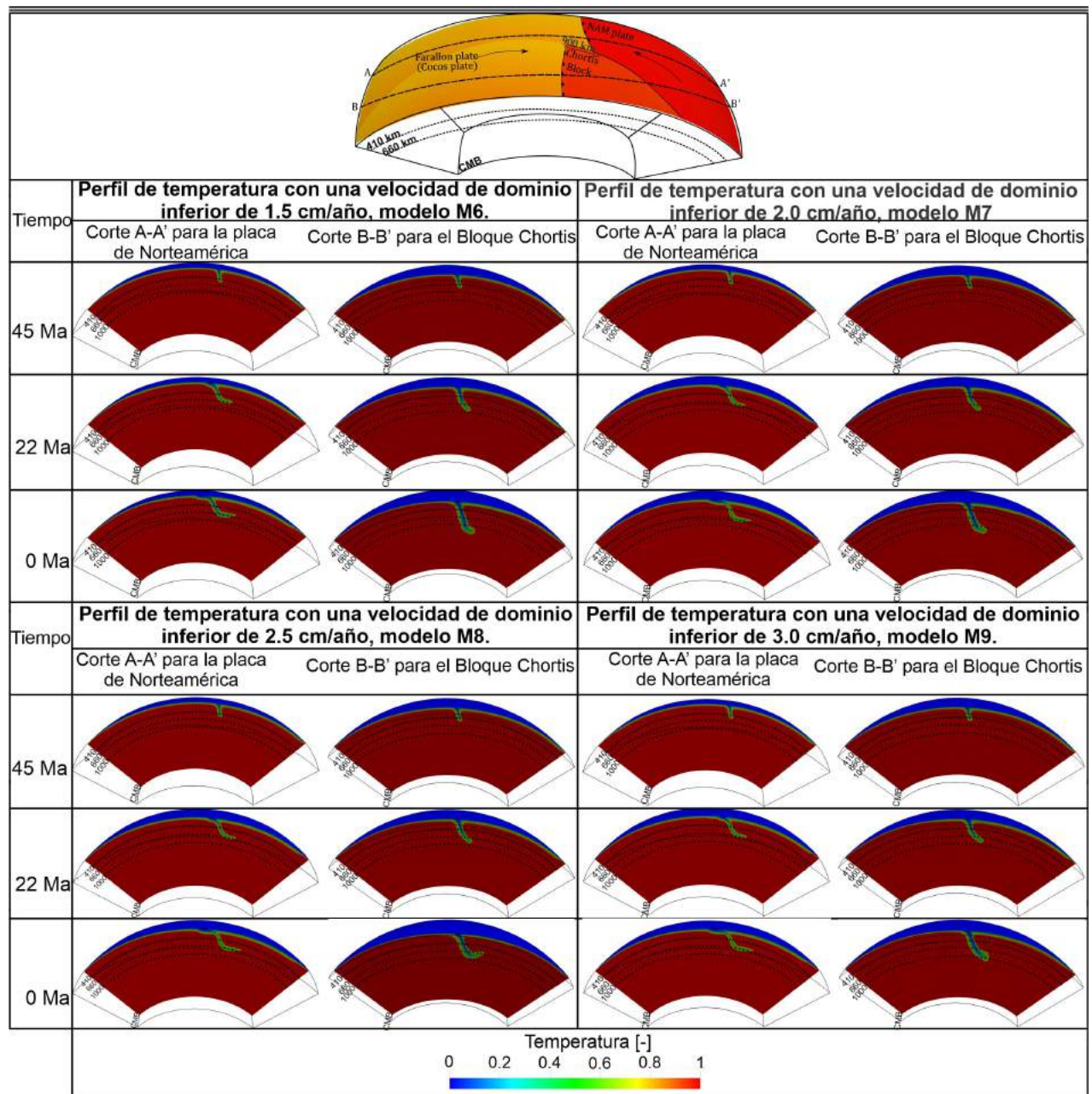


Figura 4.8: **Arriba a la izquierda:** Distribución de temperatura. En el modelo M6, al incorporar un flujo de manto general inducido por una condición de límite inferior cinemática (1.5 cm/año), observamos una disminución del buzamiento de la placa subducida debajo de la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis. **Arriba a la derecha:** distribución de temperatura para el modelo M7. Se incorporó un flujo de manto general más fuerte inducido por una condición de límite inferior cinemática (2.0 cm/año), observamos una disminución adicional del buzamiento de la placa debajo de la placa de Norteamérica y también debajo del Bloque Chortis. **Abajo a la izquierda:** distribución de temperatura para el modelo M7. Al incorporar un flujo de manto general más fuerte inducido por una condición de límite inferior cinemática (2.5 cm/año), observamos mayor disminución adicional del buzamiento de la placa debajo de la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis. **Abajo a la izquierda:** distribución de temperatura para el modelo M8. Al incorporar un flujo de manto general más fuerte inducido por una condición de límite inferior cinemática (3.0 cm/año), se logra acomodamiento y estancamiento de la placa de Cocos debajo del Bloque Chortis sobre 1000 km, mientras que debajo de la placa de Norteamérica, la placa de Cocos se estanca sobre 660 km desde el modelo M7.

4.1.4. Efecto del proceso de erosión en la placa de Norteamérica sobre la subducción

En esta subsección, se quiere estudiar principalmente la erosión que propone inicialmente Keppie y Morán-Zenteno (2005) para el Sur de México. Esta hipótesis surge con el fin de solucionar la problemática del margen truncado en la trinchera frente a Acapulco. Para esta hipótesis del margen truncado en el Sur de México, se generan cuatro modelos numéricos. Los dos primeros modelos mostrados (modelo M10 y modelo M11), consideran frontera tipo deslizamiento libre para el dominio inferior y no se considera la velocidad de flujo del manto. Los últimos dos modelos, cambian de una frontera tipo deslizamiento libre a una frontera cinemática que induce el flujo del manto con una velocidad de 3 cm/año. Los cuatro modelos evolucionan durante 45 Ma como en los modelos pasados.

La trinchera que pertenece a la placa de Norteamérica avanza hacia el oeste aproximadamente 740 km a lo largo de una falla transformante inicial. La trinchera que corresponde al Bloque Chortis se mueve hacia el este 360 km a través de la misma falla transformante como se muestra en la Fig. (3.7). En los cuatro modelos, la condición cinemática superior para el Bloque Chortis no cambia y sólo cambian las condiciones en el campo de velocidades para la placa de Norteamérica, como se explicará más adelante.

El primero modelo numérico M10, incorpora la reconstrucción cinemática de Keppie y Morán-Zenteno (2005), incorporando la tasa de erosión en la trinchera de la placa de Norteamérica con un valor de $\delta_{er} = 0.32 \pm 0.09$ cm/año (Fig. 3.12). El modelado numérico finaliza después de 45 Ma, una vez que las trincheras de la placa de Norteamérica y del Bloque Chortis se intersectan. El modelo incluye capas de viscosidad debajo de 660 km y en 1000 km como el modelo M3 y el dominio inferior es tipo deslizamiento libre.

Se reproduce un nuevo modelo M11, con las mismas condiciones del modelo M10, pero en este caso sin tasa de erosión en la placa de Norteamérica ($\delta_{er} = 0$) cm/año. Aunque se obtienen resultados similares a M10, el ángulo de inmersión para la placa Cocos debajo de la placa de Norteamérica es diferente, logrando identificar subducción plana en la superficie del modelo M11 (Fig. 4.9.B).

La placa oceánica debajo del Bloque Chortis se hunde en el manto por debajo de los 1000 km y presenta inmersión negativa en el manto inferior, causado por el rápido avance en su trinchera (Fig. 4.8). Este resultado es muy similar al resultado expuesto en la Fig. (4.2) y del cual difiere por la incorporación de capas de viscosidad a 660 y 1000 km. El rápido avance de la trinchera, produce estos buzamientos negativos producto del desacople entre la placa oceánica y la placa continental. Estas formas de placa en el manto inferior para placas con avance de trinchera, puede verse explicado en detalle en los trabajos de Faccena et al. (2007) y Schellart (2008, 2010).

Los últimos modelos realizados M12 y M13 (Fig. 4.9), se construyen bajo las mismas condiciones cinemáticas superiores que los modelos M10 con erosión y el modelo M11 sin erosión. Pero estas simulaciones incorporan un flujo del manto orientado Oeste-Este según lo propuesto por Ficini et al. (2017) y cuya velocidad es de 3 cm/año.

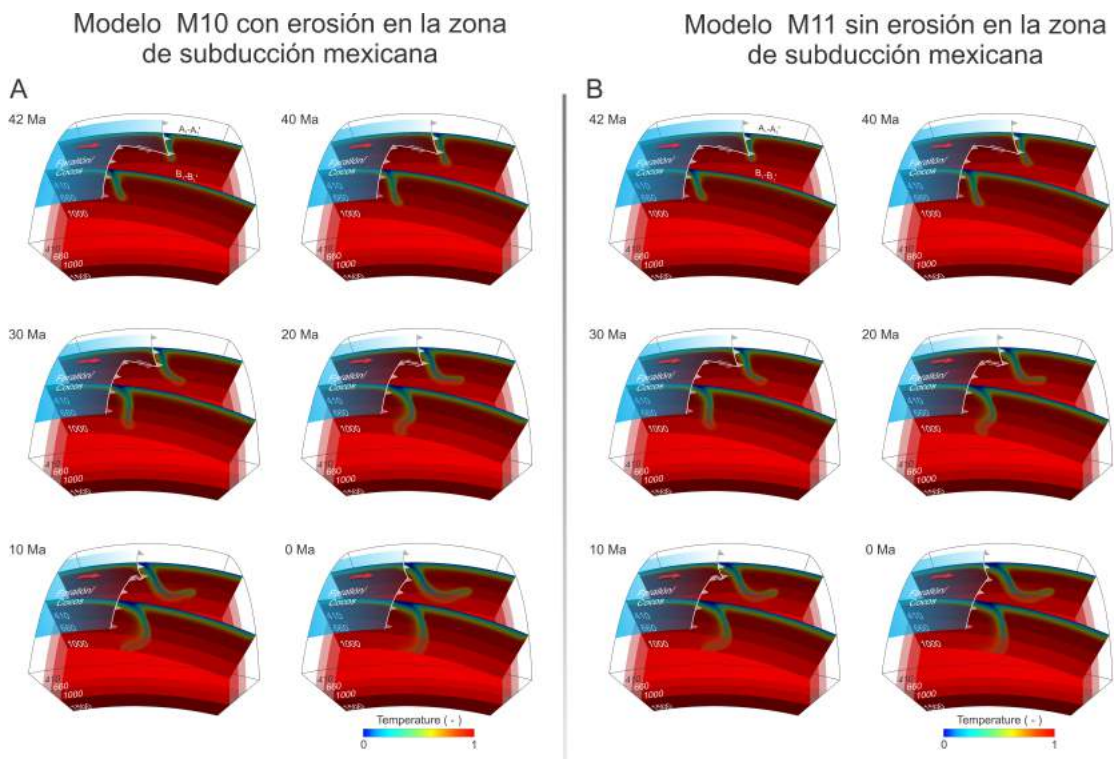


Figura 4.9: Resultados del modelado para las simulaciones M10(A) y M11(B). Las dos secciones transversales A1-A1' y B1-B1' representan la distribución de temperatura (trincheras orientadas perpendicularmente). Las curvas superiores con triángulos en color blanco representan posiciones de trincheras. La superficie superior azul semitransparente representa la placa oceánica de Farallón-Cocos. La flecha roja representa la dirección de convergencia de la placa oceánica. Las discontinuidades de 410, 660 y 1000 km se muestran como superficies rojas de diferentes tonos. Tomada de Moreno y Manea (2021).

Los resultados numéricos de la Fig. (4.10) para el modelo M13 que no incorpora erosión, expone subducción plana debajo de la placa de Norteamérica y un estancamiento sobre la transición de fase endotérmica. Esta se desarrolla durante un mayor segmento horizontal sobre el límite de 660 km a diferencia del modelo M11. La subducción debajo de la placa de Norteamérica, tanto para los modelos M10 y M12 no muestran subducción plana a profundidades someras. Estos resultados muestran que ante altas tasas de erosión es poco probable la formación de subducción plana como se ve en el Centro de México (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Manea et al., 2013, Manea et al., 2017; Melgar et al., 2018).

La placa subducida debajo del Bloque Chortis (manteniendo el movimiento que plantea en Keppie y Morán-Zenteno (2005)), subduce verticalmente en el manto superior y se curva con buzamiento negativo debajo de 660 km, como producto del rápido avance de la trincheras y la alta viscosidad en 1000 km de profundidad. A pesar de incorporar una velocidad del flujo para el manto inferior, esta no influyó en la forma de la placa Cocos debajo del Bloque Chortis, dominando totalmente el avance de la trincheras sobre las fuerzas resistivas del manto.

En la Fig. (4.11), se muestra gráficamente y de manera muy general el comportamiento de la placa subducida cuando se enfrenta a los diferentes movimientos de la trincheras y de la placa cabalgante. En la Fig. (4.11.A) se muestra un retroceso y un avance de la trincheras. Dependiendo de esta dinámica, la placa toma una forma que se ha identificado mediante tomografías sísmicas en el manto (Fukao et al., 2001; Fukao y Obayashi et al., 2013; Obayashi et al., 2013).

Si la trinchera y la placa oceánica sufren un retroceso, la placa subducida tiende a estancarse en el manto a 660 km de profundidad. Este comportamiento es posible observarlo gracias a las tomografías sísmicas, en zonas donde existe subducción horizontal como en el centro de Perú, Chile y México (Faccena et al., 2007; Schellart, 2008; Schellart, 2010; Espurt et al. 2008, Manea et al., 2013; Manea et al., 2017; Gianni y Pérez-Luján, 2021; Hu et al., 2021). Para estos casos, existe generalmente una extensión en la placa cabalgante o una extensión de arco posterior (Schellart, 2008; Schellart, 2010).

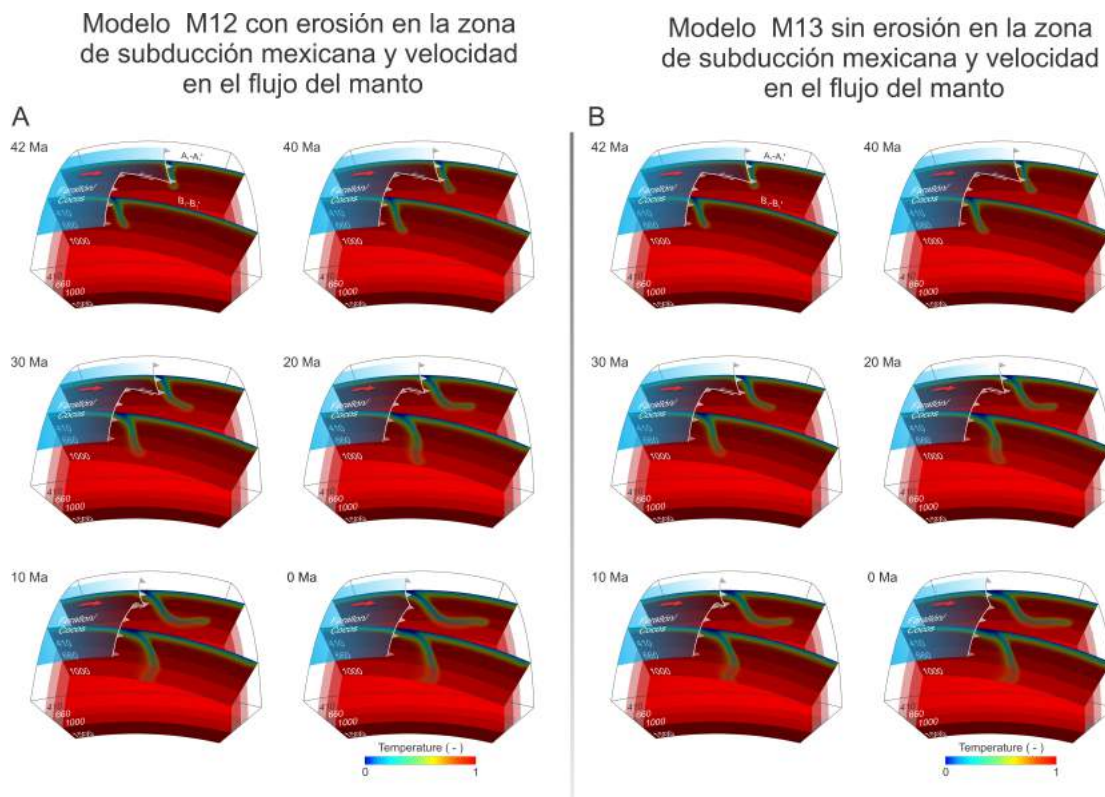


Figura 4.10: Resultados del modelado para las simulaciones M12(A) y M13(B). Las dos secciones transversales A1-A1' y B1-B1' representan la distribución de temperatura (trinchera orientada perpendicularmente). Las curvas superiores con triángulos en color blanco representan posiciones de trinchera. La superficie superior azul semitransparente representa la placa oceánica de Farallón-Cocos. La flecha roja representa la dirección de convergencia de la placa oceánica. Las discontinuidades de 410, 660 y 1000 km se muestran como superficies rojas de diferentes tonos. Tomada de Moreno y Manea (2021).

En el caso que la velocidad de retroceso de la trinchera y la velocidad de avance de la placa continental es mucho más alta que la velocidad de la placa oceánica en retroceso, puede llegar a formarse subducción plana (Fig. 4.11.D). Si la velocidad de retroceso de la trinchera y el avance de la placa continental no son tan altas, en comparación con la velocidad de retroceso de la placa oceánica, esta última alcanza a acomodarse en el manto como se ve en la (Fig. 4.11.E).

Según Clift y Vannucchi (2004), los márgenes donde existe un claro retroceso de la trinchera, es un margen erosivo y esta velocidad de erosión puede depender de las velocidades de las placas participantes. En el caso de la subducción plana, la erosión puede ocurrir de una manera eficaz y un ejemplo de ello, es el margen Laramide en California, donde se reemplazó la corteza inferior continental con sedimentos (Stern y Scholl, 2010). Actualmente, un margen erosivo con subducción plana es el centro de México; sin embargo, la velocidad por erosión no es tan alta

con una tasa de 0.1 cm/año durante el Cuaternario y cuya capa delgada de sedimentos oceánicos, ingresan a la zona de subducción (Vannucchi et al., 2013; Manea et al., 2017). Un ejemplo con una alta tasa de erosión sin subducción plana es el Oroclino Boliviano. En este caso, en la parte Norte del Perú, la trinchera retrocede a un ritmo de ~ 1.3 cm/año y en el Sur, la trinchera avanza a ~ 0.7 cm/año (Schellart et al., 2007; Manea et al., 2017). Esto genera como consecuencia, una intensa erosión y un acomodamiento de la placa como se ve en la Fig (4.11).

Otra forma de subducción se tienen en los lugares donde se identifica un avance de la trinchera y un avance de la placa subducida, como consecuencia, la placa toma la forma de la Fig. (4.11.E). Este tipo de comportamiento puede observarse en la subducción tipo Mariana. Si el avance de la trinchera ocurre demasiado rápido, la placa tiende a doblarse por debajo de 660 km, tomando la forma de la Fig (4.11.A, abajo) (Faccena et al., 2007; Schellart 2008; Schellart 2010). En estos casos, las tasas de erosión son bastante altas debido a una alta convergencia de la placa oceánica y producto de esta interacción, se produce un acortamiento en la corteza continental.

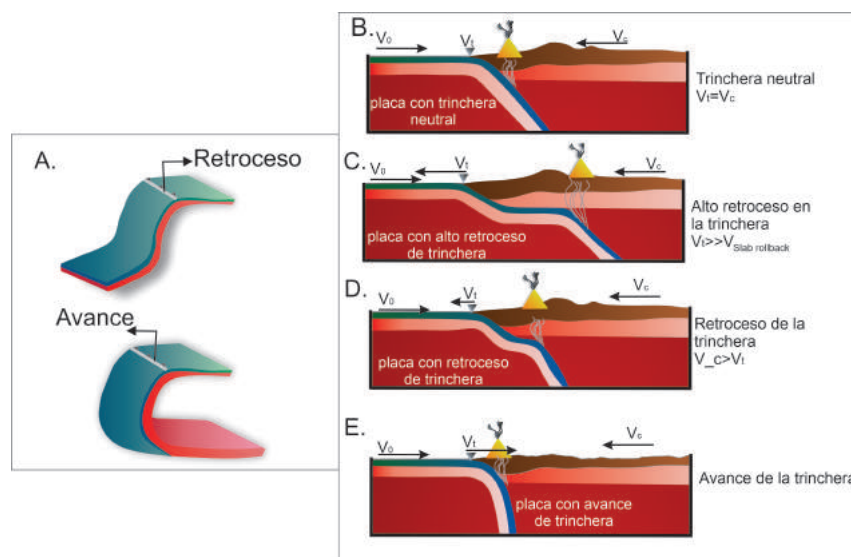


Figura 4.11: A. Forma de la placa que toma en el manto a 660 km cuando hay retroceso y avance en la trinchera B. Caso para una trinchera Neutral en el caso en el que la velocidad de la trinchera es igual a la velocidad de la placa continental. C. Subducción plana cuando el retroceso de la trinchera y el avance de la placa cabalgante es más rápido que el retroceso de la placa oceánica. D. Esta forma de placa se forma cuando la velocidad de avance de la placa oceánica no es tan alta en comparación con la velocidad de retroceso de la trinchera. E. Avance de la trinchera y avance de la placa oceánica, denominada subducción tipo Mariana. V_t = Velocidad de la trinchera, V_c = Velocidad de la placa continental, V_0 = Velocidad de la placa oceánica. Modificada de Schellart (2010) y Hinsbergen et al. (2017).

Cuando la velocidad de la trinchera es igual a la velocidad de la placa continental, se denomina subducción neutral. Este supuesto, es bajo un marco de referencia con trinchera fija con respecto al manto. En este tipo de subducción, la placa se encuentra anclada y sólo puede moverse en la dirección de su buzamiento y no en dirección perpendicular al plano de la placa (Fig. 4.11.C). Acá la erosión es casi inexistente, un ejemplo de esto son las placas Java, Aleutianas y Cascades (Lallemand et al., 2008; Schellart 2008).

Estos comportamientos anteriormente descritos, pudieron ser comprobados en los anteriores modelos numéricos. A pesar de las capas de baja viscosidad y velocidad de flujo del manto, el

movimiento de las trincheras y las tasas de erosión jugaban un papel fundamental en la forma de subducción, como se puede ver en la Fig. (4.10). En el momento que se incorporaba una intensa erosión por subducción en la placa de Norteamérica, la placa subducida no presentaba subducción plana y tomaba la forma de la Fig (4.11.E). Con respecto a la subducción debajo del Bloque Chortis, ante un rápido avance de la trinchera como se ve en las Figs. (4.2, 4.4, 4.9 y 4.10), la placa tomaba una subducción negativa por debajo de 660 km, como se describe en la Fig. (4.11.A, abajo).

Esta sección permitió analizar en detalle la hipótesis del Pacífico con una intensa erosión por subducción y un rápido avance de la trinchera. Bajo estas consideraciones, los modelos numéricos arrojan resultados que difieren con lo que se observa en la actualidad para la placa de Cocos en el centro de México y en el Bloque Chortis (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Manea et al., 2013, Fukao y Obayashi et al. 2013; Manea et al., 2017; Melgar et al., 2018). Para que la forma de la placa de Cocos empezara a ser consistente con lo que exponen los anteriores estudios, se tuvo que eliminar la alta tasa de erosión y no incorporar un rápido avance en la trinchera en la zona de subducción del Bloque Chortis. Consideraciones que no son incluidas en los trabajos de Keppie y Morán-Zenteno (2005) y Morán-Zenteno et al. (2018).

Al analizar en detalle la hipótesis del Pacífico de Keppie y Morán-Zenteno (2005), se procede a mostrar los resultados obtenidos en la reproducción de la hipótesis tradicional para el Bloque Chortis, con una metodología similar a la usada en la hipótesis del Pacífico.

4.2. Resultados para la hipótesis tradicional

En esta sección se expondrán los resultados del modelado numérico obtenido en la reproducción de la hipótesis tradicional. En este caso, la trinchera del Bloque Chortis se interseca con la trinchera de la placa de Norteamérica y rota a través de esta, con cierto ángulo de rotación. Mientras la trinchera del Bloque Chortis se traslada hacia el Sureste, la placa de Norteamérica rota hacia el suroeste y su trinchera retrocede. El modelado numérico inicia desde el modelo de subducción inicial mostrado en la Fig. (3.15) y el tiempo total de simulación es 45 Ma. Cada modelo realizado, incorpora un ángulo de rotación para el Bloque Chortis, los cuales son tomados y modificados principalmente de los estudios de Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007), Boschman et al. (2014) y Molina-Garza et al. (2019). Las condiciones cinemáticas para la placa de Farallón/Cocos y la placa de Norteamérica fueron tomadas de los trabajos de De Mets (2001), Sdrolias y Müller (2006), Faccena et al. (2007) y Schellart (2008). Las condiciones de viscosidad y transiciones de fase para el manto, fueron iguales que en la reproducción de la hipótesis del Pacífico y las dimensiones del dominio son mostradas en la Fig. (3.13).

Los modelos mostrados en esta sección corresponden a los ángulos de rotación y variaciones que se muestran en la Fig. (3.16), con ángulos de: 30° , 27° y 20° . Se exponen seis modelos numéricos principales, los cuales varían de uno al otro de acuerdo con los anteriores ángulos de rotación de la trinchera en el Bloque Chortis y las condiciones de viscosidad del manto. Las direcciones del campo de velocidades y la magnitud que definen el movimiento de las placas, se mantienen constante durante 45 Ma (Fig. 3.15). La transición de fase de tipo exotérmica a los 410 km toma un valor de pendiente de Clapeyron de 2.0 MPa/K y la endotérmica de -2.0 MPa/K (estos mismos valores fueron tomados en la construcción de la hipótesis del Pacífico).

El campo de velocidades para la mayoría de modelos mostrados, mantienen la misma dirección de movimiento para las placas de Farallón/Cocos Norteamérica y el Bloque Chortis, a

excepción del modelo que corresponde a la rotación de la Fig. (3.16.C), el cual cambia de dirección y magnitud después de 13 Ma. Este último experimento numérico, se crea para analizar si existen cambios apreciables en la placa subducida, cuando el campo de velocidad del Bloque Chortis cambia de dirección en el tiempo.

En esta sección se muestra un modelo con un perfil de viscosidad de $(100, 1, 5, 10) \times 10^{21}$ Pas (3.1.A), con el fin de identificar únicamente cómo el movimiento de rotación de la trinchera del Bloque Chortis afecta la subducción. Este modelo evolucionó con un ángulo de rotación de 30° para el Bloque Chortis (Fig. 3.16.A) y bajo la condición de frontera inferior tipo deslizamiento libre. Los siguientes modelos mostrados, incorporan capa de baja viscosidad debajo de los 660 km, un aumento de viscosidad debajo de 1000 km y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año (este valor se toma de acuerdo a los resultados obtenidos en la hipótesis del Pacífico).

Los cortes que se presentan, corresponden a la placa de Norteamérica, el posible punto triple entre las placas del Caribe-Cocos-Norteamérica y finalmente, un corte para la zona de subducción del Bloque Chortis. El corte en el punto triple se realiza con el objetivo de mostrar el cambio de la subducción a medida que el Bloque Chortis se desplaza hacia el Sureste.

Esta sección iniciará mostrando los resultados para los ángulos de rotación de 30° y 20° , con una rotación constante entre los 45 y 17 Ma (Fig. 3.1.A), según lo explicado en el trabajo de Rogers et al. (2007). Los siguientes modelos corresponden a ángulos de rotación de 27° y 20° (Fig. 3.1.B) según las variaciones en el movimiento del Bloque Chortis entre 45 y 32 Ma expuestas en Boschman et al. (2014) y Molina-Garza et al. (2019). Finalmente, un último modelo con rotación de 20° (Fig. 3.1.C) según la tasa de expansión de la fosa de Caimán presentada en Mann (1999), Leroy et al. (2000) y Mann et al. (2007).

4.2.1. Modelos con una rotación para el Bloque Chortis de 30° y 20° usando el trabajo de Rogers et al. (2007)

Rogers et al. (2007) basados en datos aeromagnéticos, encuentran similitudes entre los registros estratigráficos del Bloque Chortis y el Sur de México. En su trabajo se plantea que el Bloque Chortis estuvo en una posición adyacente al Sur de México y rota desde el Cretácico a lo largo de la trinchera surmexicana, con un ángulo entre $40^\circ - 30^\circ$, en sentido antihorario hasta ocupar su posición actual en la placa del Caribe. El trabajo es basado en publicaciones anteriores como las de Pindell y Dewey (1982) y Gose (1985).

En esta investigación se busca entender cómo la rotación del Bloque Chortis con un ángulo de 30° expuesto en los trabajos de Pindell y Dewey (1982), Gose (1985) y Rogers et al. (2007), modifica la subducción de la placa de Farallón/Cocos a medida que el Bloque Chortis se traslada por la trinchera de la placa de Norteamérica. Este ángulo es dividido en tres valores para tres intervalos de tiempo:

- Entre 45 y 17 Ma, la trinchera para el Bloque Chortis rota a una razón de $\sim 1.1^\circ$ /Ma, con un ángulo total de 29.5° .
- Después de 17 Ma, la rotación disminuye recorriendo un total de 0.5° hasta 13 Ma.
- Finalmente, desde 13 Ma hasta el presente, sólo se mueve la trinchera para la placa de Norteamérica con una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera del Bloque Chortis permanece estática (Fig. 3.16.A).

Estos dos últimos periodos se basan en los trabajos de Sdrolias y Müller (2006), Müller et al. (2008) y Molina-Garza et al. (2012, 2019), donde se exponen rotaciones muy pequeñas para el Bloque Chortis después de 20 Ma, ayudado por su acomodo en la placa del Caribe, que ha permanecido estática desde aproximadamente los últimos 40 Ma.

Después de observar cómo se comporta la placa subducida cuando el Bloque Chortis es sometido a la anterior rotación, se plantea un nuevo ángulo de 20° para el movimiento de la trinchera del Bloque Chortis, bajo las mismas variaciones en el tiempo mencionadas anteriormente:

- Entre 45 y 17 Ma, el ángulo total recorrido es de 19.5° .
- Entre 17 Ma y el presente se mantiene el mismo ángulo y condiciones ya nombradas con anterioridad.

Este último modelo incorpora capas de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km con una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. A continuación, se muestra en la Fig. (4.12) el cambio de las trincheras para el Bloque Chortis con una rotación de 30° y 20° .

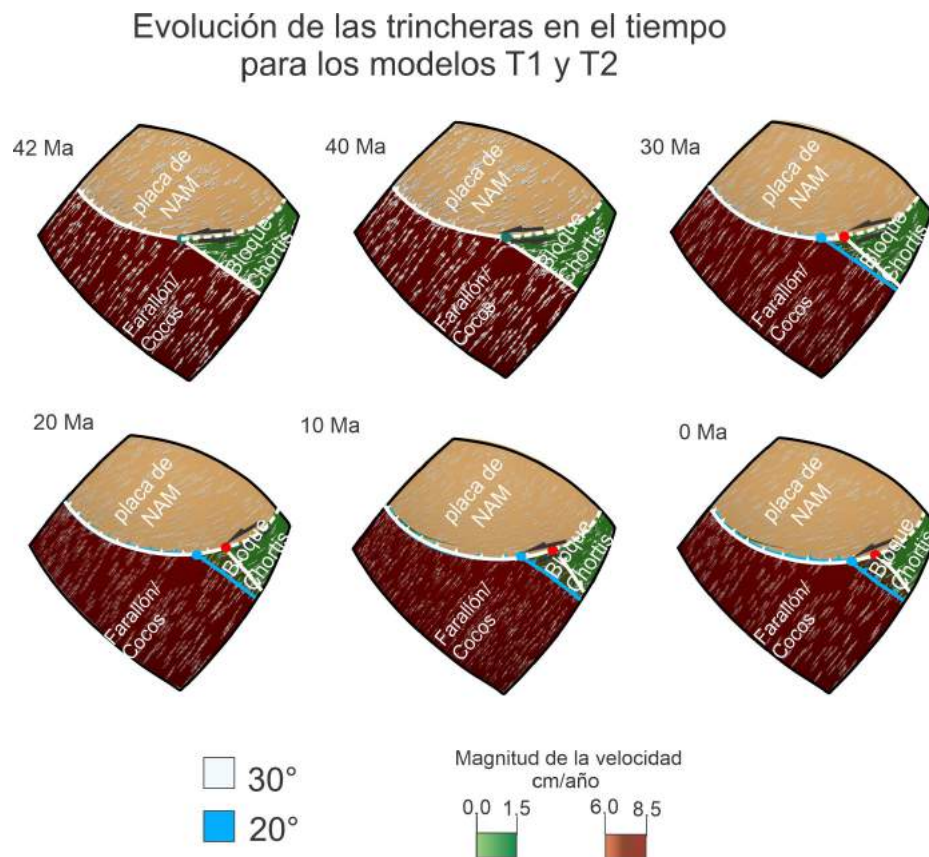


Figura 4.12: Campo de velocidades donde es posible observar el movimiento de la trinchera para la placa de Norteamérica y la rotación en el Bloque Chortis para un ángulo de 30° en blanco y un ángulo de 20° en azul.

La Fig. (4.12), muestra la rotación de la trinchera para el Bloque Chortis con un ángulo de rotación de 30° (trinchera con blanco), un ángulo de rotación de 20° (trinchera en azul claro) y el desplazamiento de la trinchera en la placa de Norteamérica. La magnitud de la velocidad para la placa Farallón-Cocos es de 8.5 cm/año en la parte Sur del modelo hasta llegar a 6.5 cm/año en la parte Norte del dominio (Fig. 3.15). El Bloque Chortis tiene un campo de velocidades con

un magnitud de 1.0 cm/año y cuya trinchera se desplaza con los ángulos ya mencionados dependiendo del modelo. El campo de velocidades para la placa de Norteamérica tiene una magnitud de 1.5 cm/año y su respectiva trinchera se mueve con esta misma tasa, rotando levemente hacia el Suroeste.

En los resultados de la Fig. (4.12), es posible identificar la posición final de las trincheras para el Bloque Chortis. Ambas llegan a una posición diferente dependiendo de la rotación. Por lo tanto, la posición final del Bloque Chortis va a estar sujeta al ángulo de rotación de la trinchera con que se este trabajando.

En la Fig. (4.13), se presentan los perfiles de temperatura para los modelos con rotación de 30° en la trinchera del Bloque Chortis (izquierda), sin incluir velocidad de flujo del manto y capas de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km. Los modelos presentados a derecha, representan los perfiles de temperatura para la simulaciones obtenidas con un ángulo de 20° para la trinchera en el Bloque Chortis, incluyendo saltos de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km y velocidad de flujo del manto. En estos resultados es posible identificar cómo cambia la subducción a través del tiempo y cómo varía dependiendo de las condiciones del manto.

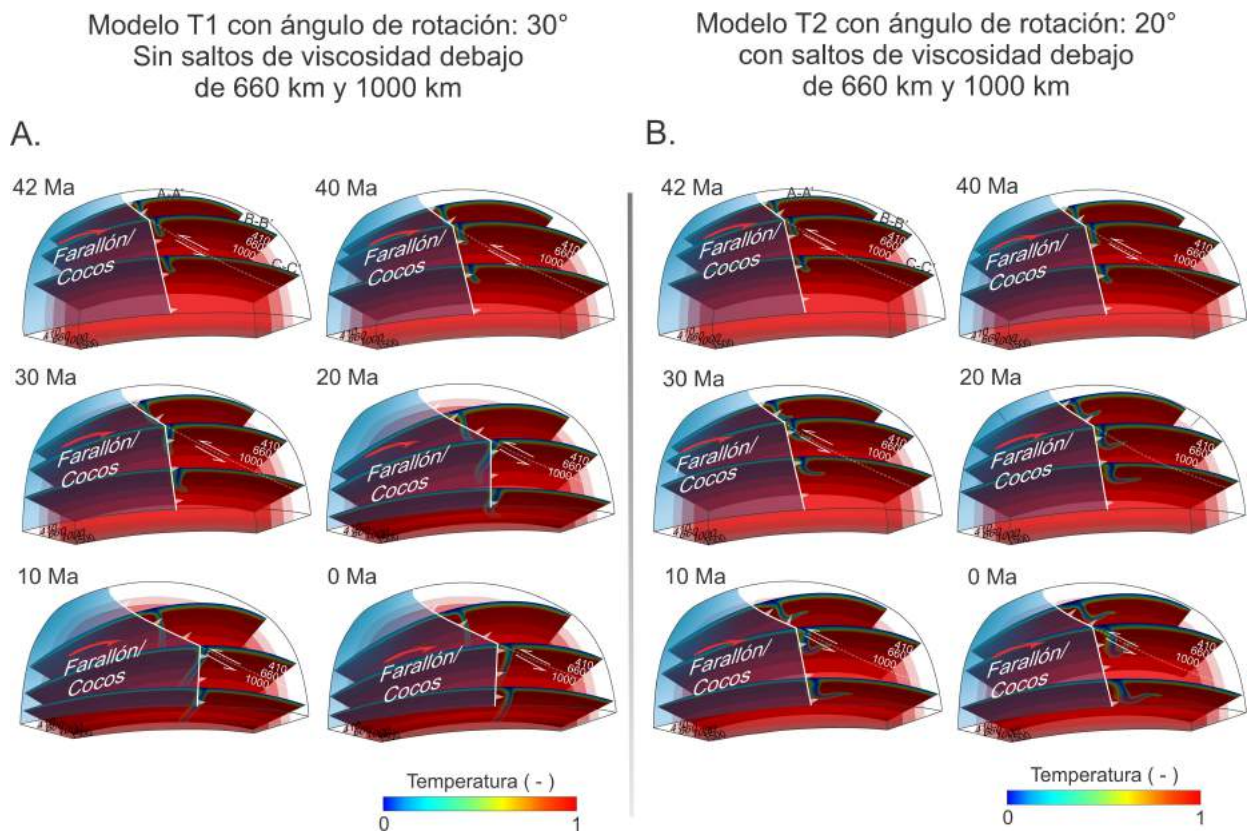


Figura 4.13: A. El modelo T1(A) representa el perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° para el Bloque Chortis. Después de los 13 Ma, la trinchera en el Bloque Chortis deja de rotar y sólo se mueve la trinchera en la placa de Norteamérica. En estos modelos la viscosidad del manto es de $(100, 1, 5, 10) \times 10^{21}$ Pas. B. El modelo T2(B) muestra el perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° en el Bloque Chortis e igual que el modelo T1(A), la trinchera del Bloque Chortis permanece estática desde los 13 Ma hasta el presente. Para este modelo la viscosidad del manto es de $(100, 1, 5, 1, 10, 50) \times 10^{21}$ Pas, incorporando el salto de viscosidad debajo de 660 y 1000 km de profundidad.

En la Fig. (4.13), se exponen perfiles de temperatura para dos modelos que se diferencian por el ángulo de rotación de la trinchera en el Bloque Chortis y por las características de viscosidad del manto. En el modelo T1(A) se muestra el cambio de la placa subducida cuando se incorpora un ángulo de 30° a la rotación total del Bloque Chortis. Al no agregarse saltos de viscosidad debajo de 660 y 1000 km de profundidad, la placa Farallón-Cocos se hunde profundamente en el manto inferior, por debajo de 1500 km sin ninguna resistencia.

Para el modelo con un ángulo de rotación de 30° para el Bloque Chortis, se obtiene una placa subducida con una inmersión negativa debajo del punto triple y debajo de la corteza del Bloque Chortis. En este caso, la placa subducida no está interactuando con capas de viscosidad y fuerzas del flujo que modifiquen fuertemente su forma en el manto. Este resultado muestra placas subducidas, donde la principal fuerza que actúa, es la fuerza que ejerce el movimiento de la trinchera sobre la subducción.

En la zona de subducción de la placa de Norteamérica, a pesar de tener una placa que se subduce profundamente en el manto, en superficie es posible identificar la subducción plana que se observa actualmente en el centro de México (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Pérez-Campos y Clayton, 2013; Manea et al., 2013); esta subducción plana se obtiene con gran claridad después de los 10 Ma.

En la Fig. (4.13.B), se muestran perfiles de temperatura para el modelo T2(B), con un ángulo total de 20° para la rotación del Bloque Chortis e incorporando un salto de viscosidad a 660 y 1000 km. En este resultado, la subducción debajo del punto triple entre las placas de Norteamérica, Farallón y el Bloque Chortis, no muestra una inmersión negativa por debajo de 660 km y empieza a subducir con un acomodamiento horizontal sobre 1000 km. La subducción debajo del punto triple y debajo del Bloque Chortis es bajo un ángulo de buzamiento alto y cuando se pasa el límite de los 660 km, la placa empieza a experimentar la resistencia producida por los saltos de viscosidad presentes en el manto inferior.

La placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica, toma una subducción plana en superficie que no se diferencia con el modelo T1, las mayores diferencias surgen a 660 km donde es posible visualizar una estancamiento de la placa de Cocos sobre la transición de fase endotérmica de 660 km. Este estancamiento se produce como consecuencia de la interacción con un salto de viscosidad de 1×10^{21} Pas debajo de 660 km y de 50×10^{21} Pas a 1000 km, en conjunto con la fuerza de flotabilidad que genera el cambio de fase endotérmico a 660 km.

Aunque no se muestra paso a paso la evolución de la subducción, para un modelo con una rotación de 30° en la trinchera del Bloque Chortis e incorporando capas de viscosidad y velocidad de flujo del manto. A continuación, se realiza una comparación entre tres modelos con las siguientes características:

- Rotación de 30° para el Bloque Chortis sin capas de viscosidad y condición de frontera inferior deslizamiento libre como el modelo T1 (Fig. 4.13.A).
- Rotación de 30° para el Bloque Chortis con capas de viscosidad y velocidad de flujo del manto de 3 cm/año (Doglioni, 2006; Doglioni y Panza, 2015; Ficini et al., 2017, 2019).
- Rotación de 20° para el Bloque Chortis con capas de viscosidad y velocidad de flujo del manto de 3 cm/año como el modelo T2 (Fig. 4.13.B) (Doglioni, 2006; Doglioni y Panza,

2015; Ficini et al., 2017, 2019).

Esta comparación entre modelos de subducción se expone en la Fig. (4.14) y se realiza con el objetivo de mostrar el comportamiento de la placa subducida bajo un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis, incorporando todas las propiedades para el manto del modelo T2.

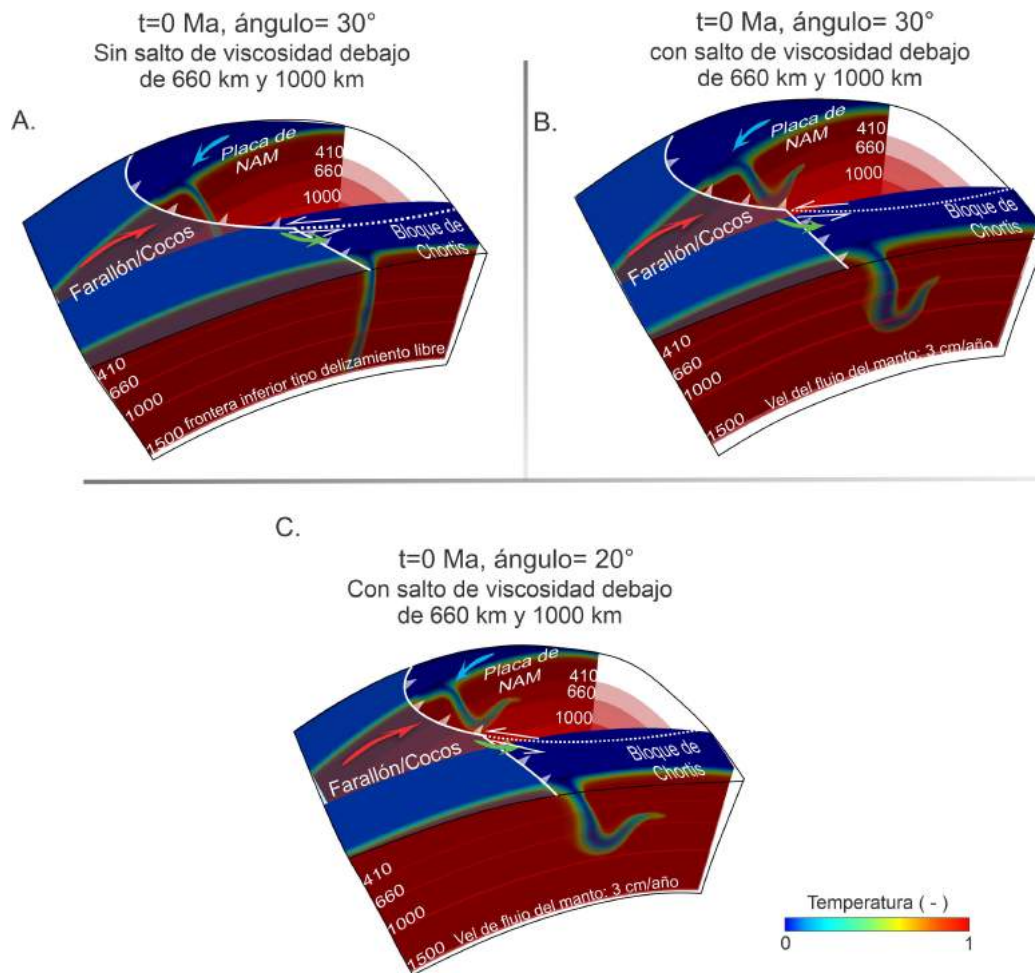


Figura 4.14: Comparación en el paso 0 Ma para tres modelos de subducción, donde los cortes representan la subducción debajo de la placa de Norteamérica y la subducción debajo del Bloque Chortis. A. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis. B. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis, capa de baja viscosidad por debajo de 660 km, un aumento de viscosidad a 1000 km y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año . C. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° para el Bloque Chortis con las mismas condiciones del manto que B.

En la Fig. (4.14), se realiza la comparación entre los dos modelos T1, T2 y un modelo adicional con el ángulo de rotación de T1 y las propiedades para el manto de T2. Aunque la evolución temporal no se muestra en este trabajo, se decide realizar la comparación entre estos tres modelos, para identificar cómo se modifica la subducción a medida que se cambian las propiedades al manto y el movimiento de rotación en el Bloque Chortis. Los cortes muestran la placa subducida debajo de la placa de Norteamérica en la zona central de México y la subducción debajo del Bloque Chortis. Estos tres modelos comparten la misma pendiente de Clapeyron para los 410 y 660 km.

Con respecto a la zona de subducción mexicana, es posible observar la subducción plana debajo de la placa continental en los tres casos; Sin embargo, los modelos difieren con respecto a la subducción debajo de 660 km. En el caso de la Fig. (4.14.A), se obtiene una subducción profunda en el manto al no incorporar el salto de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km. Este comportamiento cambia en los modelos de las Figs. (4.14.B y 4.14.C), cuando se incorporan capas de viscosidad y flujo del manto. En este caso, se obtiene una placa que se estanca y se horizontaliza sobre 660 km.

En la zona de subducción del Bloque Chortis, se muestra una placa que se hunde negativamente (Fig. 4.14.A) por debajo de 1000 km, para un ángulo de rotación en la trinchera del Bloque Chortis de 30° . Cuando se incorpora capas de baja viscosidad debajo de 660 y 1000 km en conjunto con una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año, se pasa de una subducción profunda en el manto a una subducción con una profundidad aproximada de 1200 km; sin embargo, la placa aún conserva un poco de buzamiento negativo por debajo de 660 km (Fig. 4.14.B). En el caso de una rotación de 20° para el Bloque Chortis con un salto de viscosidad en 660 y 1000 km, podemos ver una placa que se estanca a 1000 km sin hundimiento negativo debajo 660 km (Fig. 4.14.C).

4.2.2. Modelos para rotación de 27° y 20° usando el trabajo de Boschman (2014)

Para estos modelos se tomó en cuenta la publicación de Boschman et al. (2014), suponiendo que entre los 38 y 32 Ma, el Bloque Chortis sufrió una gran rotación de aproximadamente $1.7^\circ/\text{Ma}$. Después de este periodo, el Bloque Chortis redujo su movimiento y después de 17 Ma hasta el presente, no se reportan grandes desplazamientos. El primer modelo realizado tomando en cuenta el estudio de Boschman et al. (2014), toma una rotación aproximada de 27° (modelo T3) entre los 45 Ma y el presente, donde su movimiento fue dividido en los siguientes periodos:

- Entre 45 y 38 Ma, la trinchera rota en sentido antihorario con un ángulo de 5° .
- Entre 38 y 32 Ma, el Bloque Chortis sufre una aceleración en su movimiento y recorre 8.5° .
- Después del anterior periodo, su movimiento empieza a disminuir y el ángulo total entre 31 y 17 Ma es de 13° .
- A partir de 17 hasta 13 Ma, el Bloque Chortis se desacelera considerablemente ayudado por su acomodamiento en la placa del Caribe y recorre un ángulo total 0.5° .
- Una vez que el Bloque Chortis se acomoda totalmente en la placa del Caribe, cesa su movimiento y en este caso, la velocidad de la trinchera desde 13 Ma hasta el presente se vuelve cero.

Al igual que para los modelos T1 y T2, se realiza también un nuevo modelo reduciendo el ángulo de 27° para el movimiento del Bloque Chortis a 20° (modelo T4), desde 45 Ma hasta el presente. El modelo T4 conserva las mismas aceleraciones en el tiempo que el modelo T3; sin embargo, los ángulos de rotación cambian de la siguiente manera:

- Entre 45 y 38 Ma, la trinchera del Bloque Chortis rota en sentido antihorario con un ángulo de 5° .

- Entre 38 y 32 Ma, el Bloque Chortis sufre una aceleración en su movimiento y recorre un ángulo total de 8.5° .
- Después del anterior periodo, su movimiento empieza a disminuir y el ángulo total entre 31 y 17 Ma es de 6° .
- A partir de 17 Ma hasta 13 Ma, el Bloque Chortis se desacelera considerablemente ayudado por su acomodamiento en la placa del Caribe y recorre un ángulo total 0.5° .
- Una vez que el Bloque Chortis se acomoda totalmente en la placa del Caribe, cesa su movimiento y en este caso, la velocidad de la trinchera desde 13 Ma hasta el presente se vuelve cero.

En la subsección pasada se analizó cómo las propiedades del manto afectaban la subducción y se mostró la importancia de las diferentes fuerzas ejercidas por la química del manto sobre la placa. En esta parte, ya no se analiza modelos que no posean capas de viscosidad y velocidad de flujo del manto. Por lo tanto, el modelo T3 y T4 incorporan capas viscosidad por debajo de 660 y 1000 km y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. El objetivo es mostrar principalmente, el efecto del movimiento de rotación de la trinchera del Bloque Chortis para un ángulo de rotación de 27° y 20° bajo las variaciones de movimiento planteadas en Boschman et al. (2014). A continuación, en la Fig. (4.15) se presenta una comparación entre el movimiento de las trincheras para los anteriores ángulos.

Evolución de las trincheras en el tiempo para los modelos T3 y T4

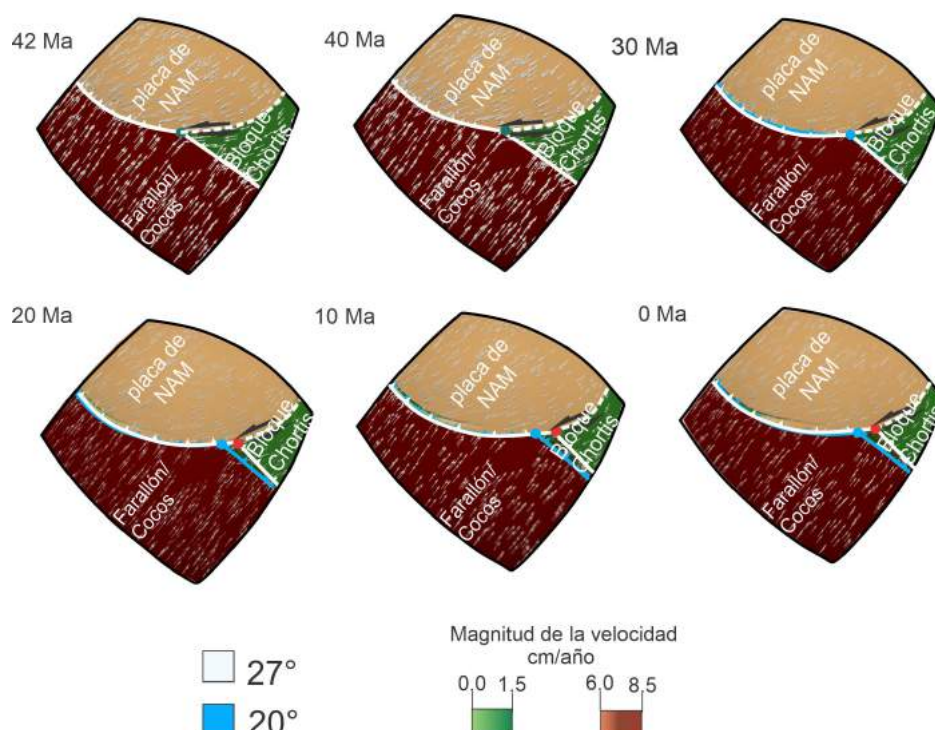


Figura 4.15: Campo de velocidades que muestra el movimiento de la trinchera para la placa de Norteamérica y la trinchera en el Bloque Chortis. En blanco se muestra la rotación de la trinchera en el Bloque Chortis para un ángulo de 27° con una aceleración considerable entre 38 y 32 Ma, como se ve en la Fig. (3.16). En azul se muestra el movimiento de la trinchera con un ángulo de 20° y una aceleración en el movimiento entre 38 y 32 Ma, para el Bloque Chortis.

En la Fig. (4.15), se representa el campo de velocidades para la rotación de la trinchera del Bloque Chortis, suponiendo un ángulo de rotación total de 27° (Fig. 4.15 en blanco), con una aceleración entre 38 y 32 Ma, según el trabajo de Boschman et al. (2014) y un ángulo de rotación total de 20° (Fig. 4.15 en azul), para el desplazamiento del Bloque Chortis, manteniendo la misma aceleración del movimiento entre 38 y 32 Ma. Después de 32 Ma, la tasa de rotación disminuye considerablemente como lo indica el estudio de Molina-Garza et al. (2019). Ambas trincheras llegan a posiciones diferentes, dependiendo del ángulo de rotación con el que se desplaza el Bloque Chortis. El cambio de la placa subducida a través del tiempo se observa en la Fig. (4.16), donde es posible ver la comparación entre las placas subducidas obtenidas para ángulos de rotación en el Bloque Chortis de 27° (Fig. 4.16.A) y 20° (Fig. 4.16.B), bajo las tasas de movimiento propuestas en Boschman et al.(2014).

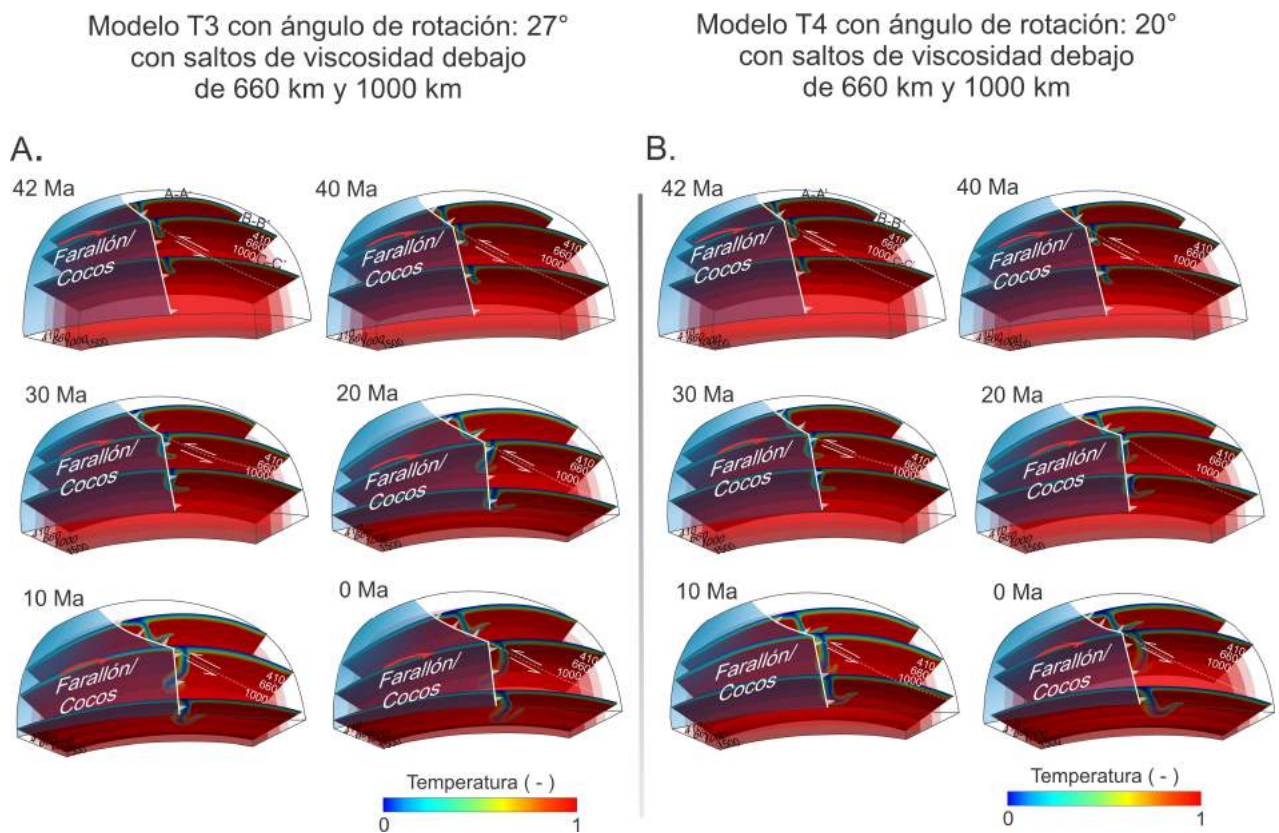


Figura 4.16: Perfil de temperatura que muestra el cambio de la subducción bajo los movimientos de la trinchera para la placa de Norteamérica y la rotación en el Bloque Chortis. A. En el modelo T3 la trinchera recorre desde 45 hasta 13 Ma, un ángulo de 27° , sufriendo una aceleración considerable entre 38 y 32 Ma como se ve en la Fig. (3.16). B. En el modelo T4 la trinchera recorre desde 45 hasta 13 Ma, un ángulo de 20° , manteniendo una aceleración entre 38 y 32 Ma de 8.5° . En esta figura se puede observar que ante un rápido avance de la trinchera en cortos periodos, la placa subducida toma un buzamiento negativo por debajo de 1000 km.

En la Fig. (4.16), se exponen los perfiles de temperatura para las rotaciones ya mencionadas. En la Fig. (4.16.A), se muestra la evolución de la placa subducida Farallón-Cocos, para el modelo T3. Se puede identificar una placa muy deformada con un ángulo de inmersión negativo debajo de 660 km, producto de una alta tasa de rotación en un corto periodo de tiempo. Como se vio en el modelo T1 y en los modelos del Pacífico: altas velocidades de avance de la trinchera producen placas subducidas con ángulos de inmersión negativo.

En la Fig. (4.16.B), se presenta el modelo T4 para una rotación de la trinchera en el Bloque Chortis de 20° . En este modelo, nuevamente ocurre la problemática que bajo un ángulo de rotación alto en un tasa de tiempo pequeño, la subducción adquiere un ángulo de inmersión negativo por debajo de la transición de fase endotérmica. Este comportamiento mejora cuando el ángulo de rotación de la trinchera para el Bloque Chortis disminuye. Esto es posible verlo en el modelo T3, donde después de 30 Ma la tasa de rotación se reduce, provocando como consecuencia, que la inmersión de la placa subducida empiece a ser vertical debajo de 660 km.

En la zona de subducción mexicana, tenemos una subducción plana a profundidades someras y un estancamiento sobre 660 km. A medida que nos desplazamos hacia el Sur debajo del Bloque Chortis, la subducción se hace más vertical y con hundimiento debajo de 660 km, adquiriendo la forma observada, debido a la interacción con las fuerzas viscosas del manto inferior. En la Fig. (4.17), se realiza la comparación en el paso 0 para ambos modelos y donde se puede identificar en más detalle, la diferencia de las placas subducidas para un ángulo de 27° y 20° en la rotación del Bloque Chortis, manteniendo las mismas consideraciones del manto para ambos modelos.

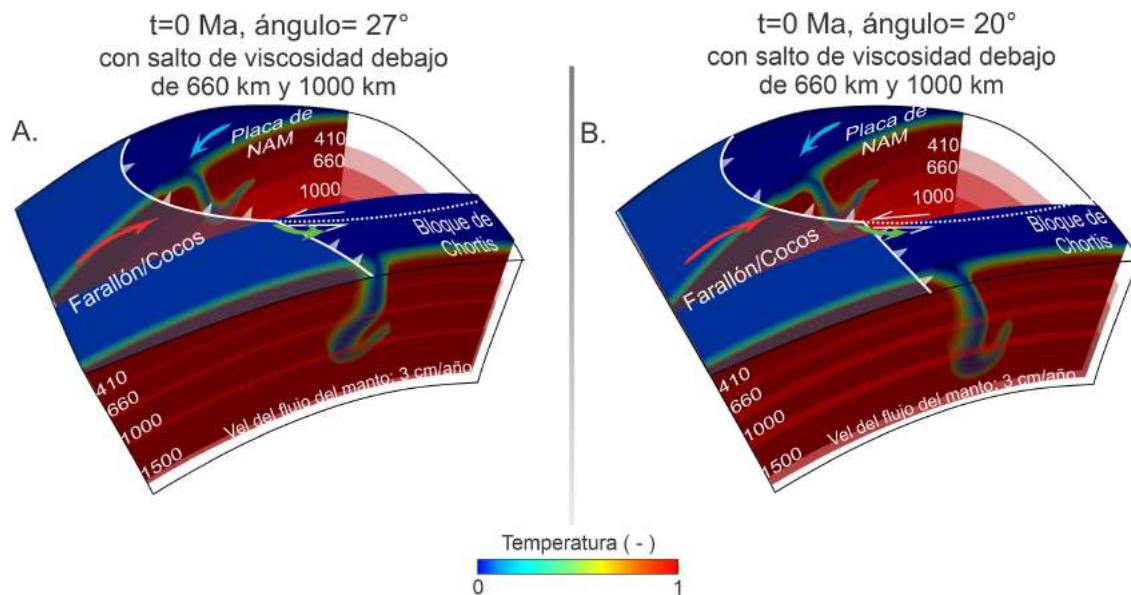


Figura 4.17: Cortes que representan la subducción debajo de la placa de Norteamérica y debajo del Bloque Chortis. A. Perfil de temperatura en el paso 0 para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 27° para el Bloque Chortis. B. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° en el Bloque Chortis.

En la Fig. (4.17), se realiza la comparación entre el modelo T3 y T4, los cortes representan la subducción debajo del Bloque Chortis y la subducción debajo de la placa de Norteamérica. La placa de Cocos debajo de la zona de subducción mexicana, no presenta mayores diferencias entre los dos resultados numéricos: una subducción plana a profundidades someras y estancamiento sobre 660 km. Hasta el momento, la rotación del Bloque Chortis no modifica la dinámica de la placa oceánica debajo de la zona de subducción mexicana. Sin embargo, debajo del Bloque Chortis, se identifican cambios considerables en la forma de la placa, especialmente cuando la litosfera oceánica se hunde debajo de la discontinuidad de 660 km. Para un ángulo de 27° en la rotación del Bloque Chortis, la subducción presenta un buzamiento negativo debajo de la transición de fase de 660 km, la cual se soluciona con una disminución en el ángulo de rotación de la trinchera del Bloque Chortis como se ve en la Fig. (4.17).

4.2.3. Modelos con rotación del Bloque Chortis de 20° de acuerdo a la apertura de la fosa de Caimán

En los modelos pasados se ha logrado establecer cómo diferentes ángulos de rotación para la trinchera en el Bloque Chortis, modifican considerablemente la forma de la placa subducida: modelos cuyos valores de rotación generan placas con buzamiento negativos por debajo de 660 km y modelos con placas que se estacan entre 660 y 1000 km, independientemente de las características del manto. Estos comportamientos no sólo varían dependiendo del ángulo de rotación, sino a que además, dependen de los intervalos de tiempo donde el Bloque Chortis se acelera o desacelera.

En este último modelo, se volvió a tomar un ángulo de 20° para la rotación del Bloque Chortis, incorporando una aceleración en su movimiento desde 45 a 26 Ma. Para realizar este nuevo modelo, se abordó los estudios de Mann (1999), Leroy et al. (2000) y Mann et al. (2007), que exponen en detalle la apertura de la fosa de Caimán.

Los estudios de Pindell y Dewey (1982), Pindell y Barrett (1999), Pindell, (1994), Mann (1999), Dickinson y Lawton (2001), Rogers (2003), Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007) y Pindell y Kenan (2009), proponen que el desplazamiento del Bloque Chortis a lo largo de la trinchera surmexicana, debió estar acompañado por la apertura de la fosa de Caimán y cuyo movimiento quedo registrado en las anomalías magnéticas presentes en la fosa y el movimiento del sistema de fallas Polochic-Motagua, con un desplazamiento total de 1100 km.

En el trabajo de Mann et al. (2007), se expone la apertura de la fosa de Caimán con diferentes velocidades de apertura a lo largo del tiempo y desde ~ 20 Ma hasta el presente no se registran grandes movimientos. En esta subsección, se genera un modelo variando el intervalo del movimiento para el Bloque Chortis de acuerdo a la apertura de la fosa de Caimán de la siguiente manera:

- Entre 45 y 26 Ma, el Bloque Chortis presenta la mayor tasa de movimiento, rotando con un ángulo de 15°.
- Después de 26 hasta 20 Ma, la apertura de la fosa Caimán empieza a disminuir y el Bloque Chortis se desacelera con un ángulo de 4.5°.
- Para el periodo comprendido entre 20 y 13 Ma, el movimiento del Bloque Chortis es muy pequeño y la fosa de Caimán no reporta grandes tasas de apertura. El ángulo de rotación total en este caso se toma de 0.5°.
- Desde los 13 Ma hasta el presente, la trinchera en el Bloque Chortis deja de moverse.

Los modelos T1 y T2 expuestos en las secciones pasadas, muestran el movimiento del Bloque Chortis bajo una tasa de movimiento constante entre 45 y 13 Ma; este modelo no incorpora aceleraciones del movimiento del Bloque en periodos. Los modelos T3 Y T4 incorporan las aceleraciones del Bloque Chortis entre 38 y 32 Ma, de acuerdo con la paleo reconstrucción realizada por Boshcman et al. (2014). Este último modelo (T5), incorpora una aceleración del Bloque Chortis entre 45 y 26 Ma, donde la fosa del Caimán reportan su mayor apertura (Mann, 1999; Leroy et al., 2000). Esta última simulación numérica se realiza con el objetivo de determinar si existen diferencias en el modelado numérico, cuando se incorporan diferentes tasas de aceleración en el movimiento del Bloque Chortis. En la Fig. (4.18) se muestra el movimiento de la trinchera para el modelo de rotación del Bloque Chortis, con una tasa de aceleración de acuerdo a la apertura de la fosa de Caimán (ver Tabla 3.5 y Fig. 3.16.C).

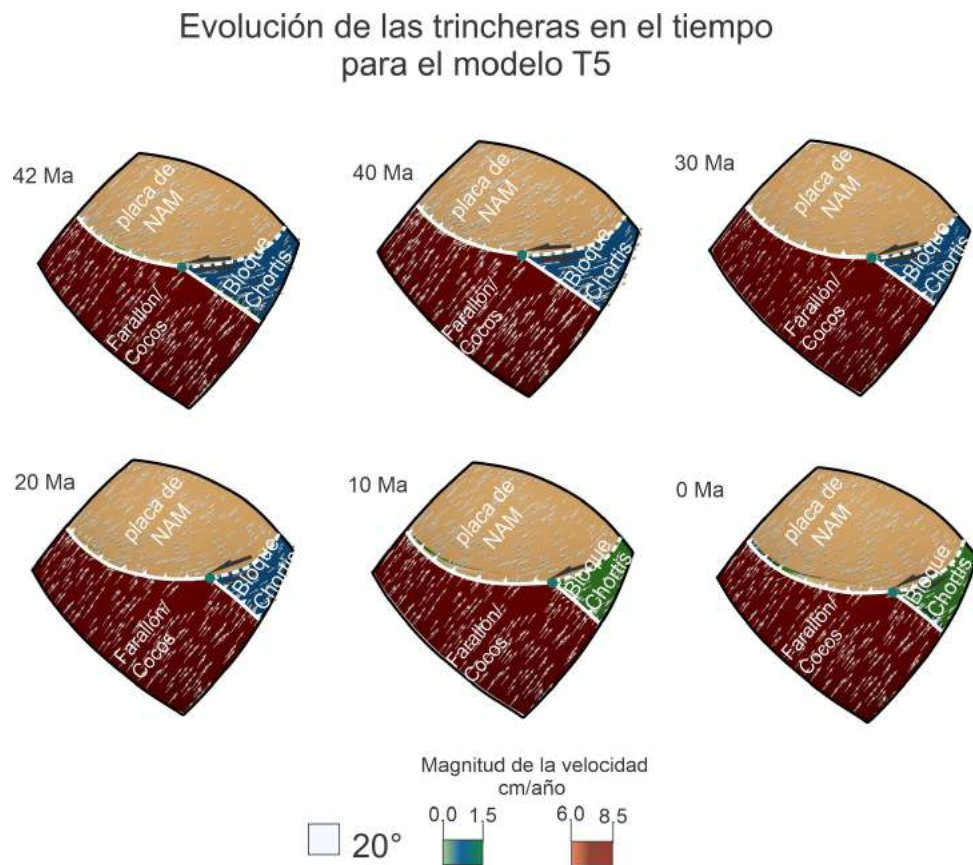


Figura 4.18: Cambio de la trinchera para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis en un periodo total de 45 Ma. En este caso, la trinchera del Bloque Chortis rota con respecto al tiempo en el que se reporta la mayor tasa de apertura de la fosa de Caimán. El ángulo total usado es de 20°.

Para el modelo T5, la magnitud de las velocidades de la trinchera en la zona de subducción mexicana y las placas de Norteamérica y Farallón-Cocos, permanecen igual que en los modelos pasados. Sin embargo, el campo de velocidad en el Bloque Chortis cambia de dirección, moviéndose hacia el Sureste con una magnitud de 0.5 cm/año entre 45 y 13 Ma. Después de 13 Ma hasta el presente, el campo de velocidades cambia de dirección hacia el Oeste con una magnitud de 1 cm/año. Esto se hace con el fin de identificar si las variaciones de velocidad del Bloque Chortis, modifica en gran medida la forma de la placa subducida.

A continuación se muestra el modelo de subducción obtenido, incorporando saltos de viscosidades debajo de 660 y 1000 km y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. En este caso, sólo se muestra un modelado numérico, ya que únicamente se realizó la reproducción del movimiento del Bloque Chortis con un ángulo de rotación de 20° y tasa de aceleración entre 45 y 26 Ma.

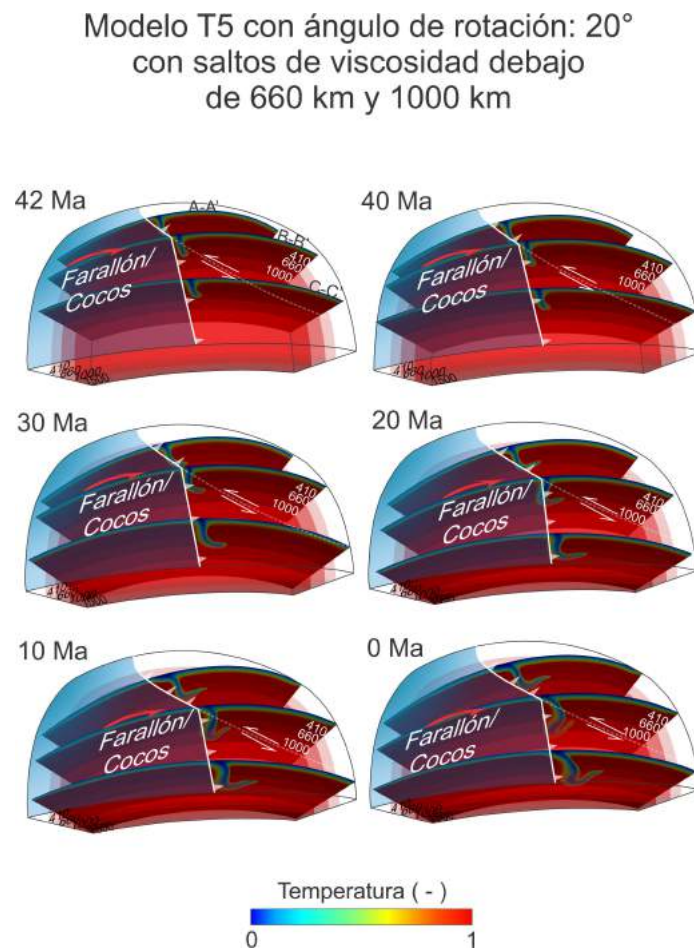


Figura 4.19: Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación total de 20° para el Bloque Chortis, tomando en cuenta las variaciones en el tiempo expuestas en la tabla (3.5).

En la Fig (4.19), se muestra el perfil de temperatura para el modelo T5. En los resultados se puede ver una placa subducida con inmersión negativa debajo de 660 km, durante un periodo de 42 a 20 Ma. Este comportamiento se visualiza también para los modelos pasados, con aceleraciones en la rotación en cierto periodo. Después de que la rotación disminuye considerablemente, la placa se hunde verticalmente en el manto y al encontrarse con el salto de viscosidad de 1000 km, la placa oceánica se dobla y toma la forma que se ve en 0 Ma.

El cambio de dirección del campo de velocidades, no modifica considerablemente la morfología de la placa debajo del punto triple y del Bloque Chortis, jugando gran importancia en la forma de la placa subducida, las propiedades del manto y el movimiento de la trinchera. Debajo de la placa de Norteamérica, se obtiene una subducción horizontal a superficie y estancamiento en 660 km. Este comportamiento no ha cambiado en ninguno de los modelos que ya se expusieron con anterioridad, independientemente de la rotación del Bloque Chortis. Tanto en este modelo como en los ya expuestos, se debe notar que la subducción plana debajo de la placa de Norteamérica se forma principalmente por el proceso de retroceso de la trinchera acompañado con un rápido avance de la placa de Norteamérica. Por lo tanto, La rotación del Bloque Chortis no tiene mayor influencia en la subducción horizontal presente en el centro de México. En la Fig. (4.20) se puede identificar que la inmersión de la placa subducida debajo del punto triple a medida que se desplaza hacia el Sureste, se mantiene con un buzamiento alto a través del

tiempo.

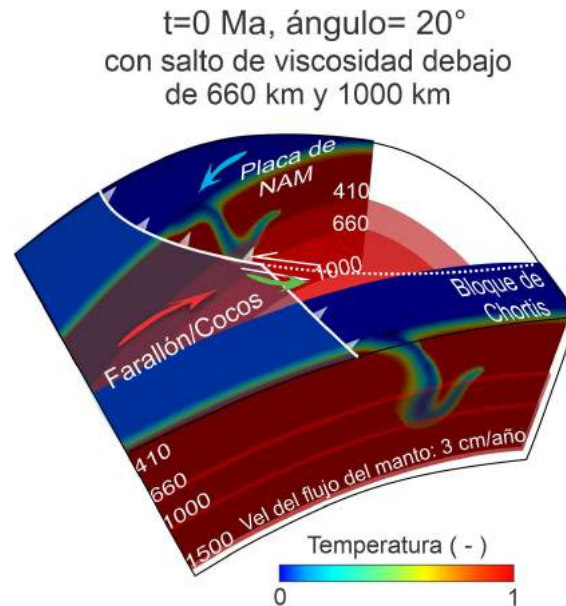


Figura 4.20: Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° en el movimiento del Bloque Chortis. Los cortes representan la subducción debajo de la placa de Norteamérica debajo del Bloque Chortis.

En la Fig. (4.20) se representan dos cortes, la subducción debajo de la placa de Norteamérica y debajo del Bloque Chortis para el paso 0 Ma. Este modelo incorpora la velocidad de flujo del manto con un valor de 3 cm/año y saltos de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km. La subducción plana debajo de la placa de Norteamérica se mantiene como en los modelos pasados; sin embargo, la subducción debajo del Bloque Chortis toma un buzamiento negativo por debajo de 660 km, consecuencia de los rápidos avances en cortos periodos de tiempo como se vio en los modelos T3 y T4.

En esta sección, se expusieron los resultados obtenidos para modelos que incorporan la hipótesis tradicional, tomando en cuenta diferentes estudios que abarcan esta hipótesis. Se pudo encontrar, al igual que en la sección de la hipótesis del Pacífico, que ante un rápido avance de la trinchera en el Bloque Chortis, la placa subducida se sumerge con inmersión negativa por debajo de los 660 km. A demás, se pudo establecer que la subducción plana en el centro de México no surge como consecuencia del desplazamiento del Bloque Chortis hacia el Sureste; sino que, es únicamente consecuencia del retroceso de la trinchera y un rápido avance de la placa de Norteamérica.

Una vez que se analizó cómo modificó la subducción los diferentes ángulos propuestos en los estudios de la hipótesis tradicional para el movimiento del Bloque Chortis desde 45 Ma, se pasa a mostrar los resultados de modelado numérico para la hipótesis In Situ.

4.3. Resultados para la hipótesis In Situ

Este modelo se realizó con el fin de analizar la hipótesis de Meschede y Frisch (1998) y James (2006), abordando una pequeña rotación para el Bloque Chortis y ocupando una posición muy cerca a la actual. El valor de rotación para el movimiento del Bloque Chortis se supone 10° ,

al no existir un valor en concreto planteado en los estudios anteriores. Esta sección tiene como objetivo analizar cómo este ángulo de rotación para la trinchera del Bloque Chortis, modifica la subducción durante 45 Ma. Se realizaron nuevamente dos modelos numéricos sin saltos de viscosidad y con saltos de viscosidad a 660 y 1000 km, se mantuvieron las magnitudes de las velocidades de los modelos pasados y para ambas simulaciones numéricas, se mantuvo el mismo ángulo de rotación de la trinchera en el Bloque Chortis.

Evolución de las trincheras en el tiempo para el modelo T6

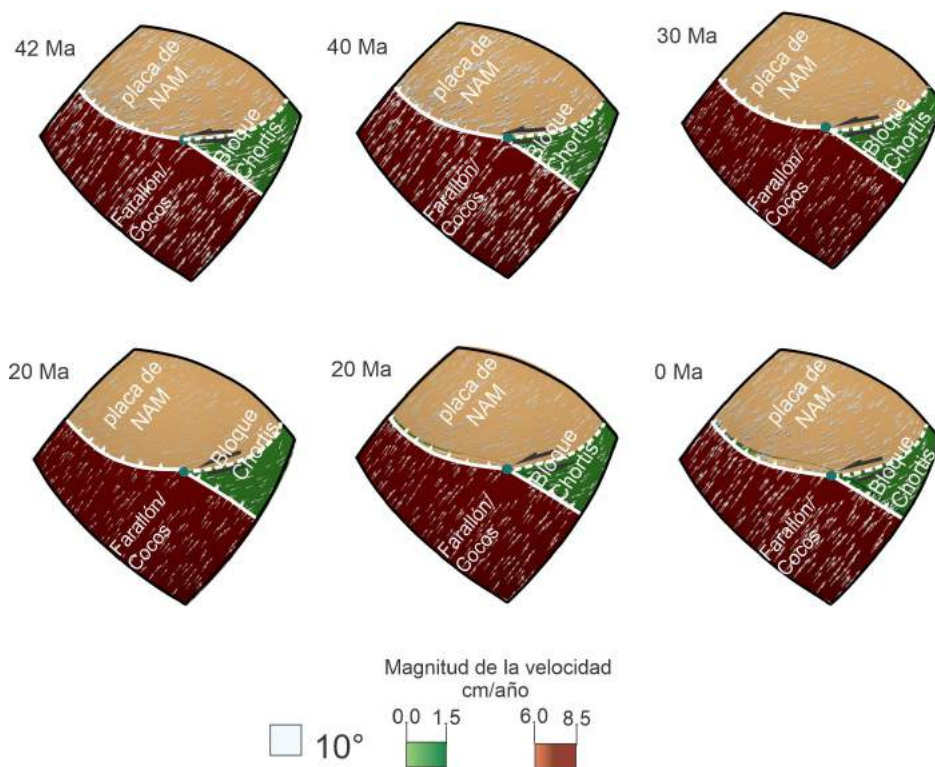


Figura 4.21: Se muestra el movimiento de la trinchera para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis en 45 Ma. La trinchera en el Bloque Chortis rota con una tasa constante a lo largo del tiempo y un ángulo de rotación total de 10°

En la Fig. (4.21), es posible ver el desplazamiento de la trinchera a través del tiempo. En este movimiento, el punto triple no se desplaza tan rápido como en los modelos pasados y la trinchera inicial y final son separadas por pocos radianes. La reproducción numérica de esta hipótesis, requería pequeños desplazamientos para modelar rotaciones a baja escala, como se plantean en los trabajos de Meschede y Frisch (1998) y James (2006). La subducción puede verse en la Fig. (4.22), donde se comparan dos modelos con el mismo ángulo de rotación pero con diferentes propiedades del manto. El modelo T6 evoluciona con condición de frontera tipo deslizamiento libre en el dominio inferior y no posee capas de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km. El modelo T7 evoluciona con una velocidad inferior del manto de 3 cm/año y un salto de viscosidad de 1×10^{21} Pas debajo de 660 km y 50×10^{21} Pas a 1000 km.

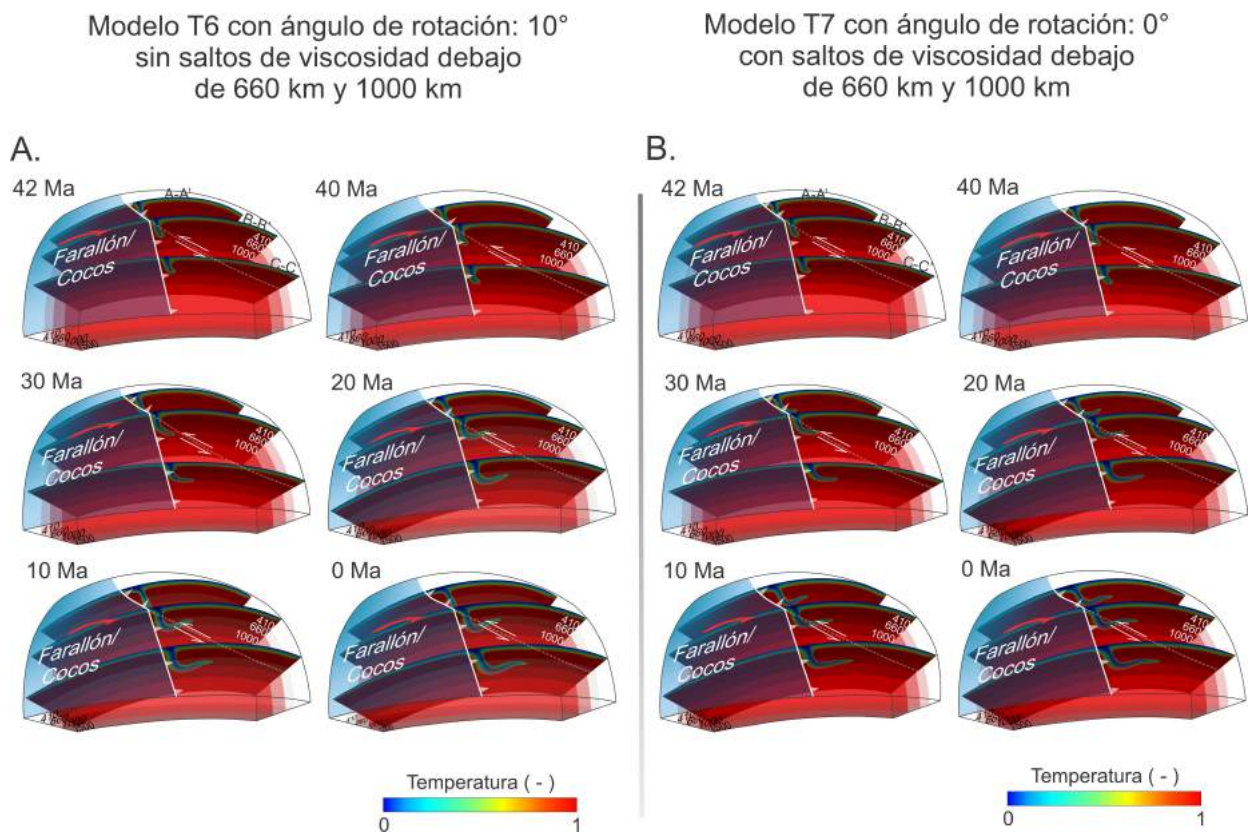


Figura 4.22: Perfil de temperatura para el modelo con un ángulo de rotación de 10° . A. Modelo T6 sin salto de viscosidad a 660 y 1000 km y con condición inferior tipo deslizamiento libre. B. Modelo T7 con salto de viscosidad a 660 y 1000 km y velocidad de flujo del manto de 3 cm/año, manteniendo el mismo ángulo de rotación de 10° .

En la Fig. (4.22), se presentan perfiles de temperatura para los modelos T6 y T7 con un ángulo de rotación de 10° . Ambos modelos comparten el mismo ángulo de rotación y la diferencia entre los dos, radica principalmente en las propiedades del manto. En el modelo T6 (Fig. 4.22.A), se identifica una placa debajo de la zona de subducción de la placa de Norteamérica, con subducción plana y hundimiento profundo por debajo de 1500 km. En la zona de subducción del Bloque Chortis, a pesar de las propiedades del manto, se muestra una subducción con un estancamiento sobre 660 km de profundidad.

El modelo T7 incorpora capas de baja viscosidad a 660 km y un aumento de esta a 1000 km, este modelo evoluciona con una frontera inferior cinemática de 3 cm/año, que representa la velocidad de flujo del manto. Este modelo, debajo de la zona de subducción de la placa de Norteamérica, presenta subducción plana y estancamiento a 660 km. En la zona de subducción del Bloque Chortis, la subducción de la placa de Cocos no cambia con respecto al modelo T6 y mantiene la misma forma y estancamiento sobre 660 km. En la Fig. (4.23) se realiza la comparación en el paso 0 entre el modelo T6 y el modelo T7.

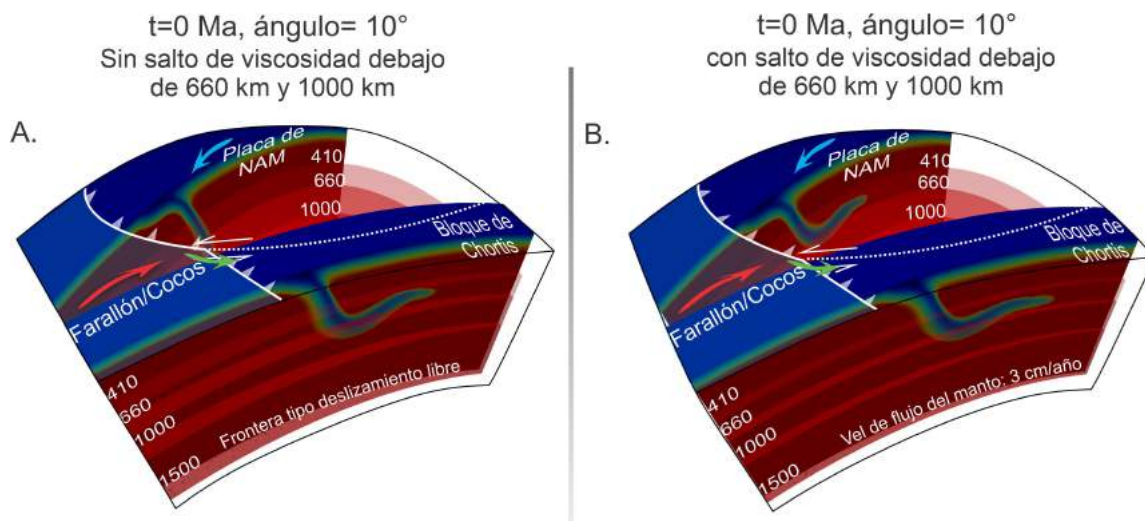


Figura 4.23: Cortes que representan la subducción debajo de la placa de Norteamérica debajo del Bloque Chortis. A. Perfil de temperatura en el paso 0 para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 10° y sin capas de viscosidad en el manto y frontera tipo deslizamiento libre. B. Perfil de temperatura en el paso 0, para el modelo de subducción con el mismo ángulo que en A.

En la Fig. (4.23) se muestran los modelos T6 y T7, estos tienen como principal diferencia, la subducción de la placa de Cocos debajo de la zona de subducción mexicana. Con respecto a la subducción debajo del punto triple y el Bloque Chortis, no existen mayores diferencias en su dinámica de subducción. De acuerdo con estos resultados, es posible demostrar dos tipos de mecanismos que dominan en el comportamiento de las placas subducidas cuando interactúan con el manto:

- La placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica es más sensible a las propiedades del manto cuando está bajo el mecanismo de retroceso de trinchera: la viscosidad, las condiciones del flujo del manto y la transición endotérmica a 660 km, juegan un papel importante como fuerzas de resistencia sobre la placa, provocando estancamiento en esta discontinuidad y modificaciones importantes en la morfología de la placa.
- Por otro lado, la placa de Cocos debajo del Bloque Chortis está experimentando las mismas fuerzas de resistencia del manto, ya que estas condiciones son constantes para todo el dominio. Pero en este caso, la trinchera en el Bloque Chortis estuvo bajo un proceso de avance, cambiando totalmente la dinámica de la subducción con respecto a la placa de Cocos debajo de Norteamérica. Bajo estas condiciones, las fuerzas que dominan son las ejercidas por el avance de la trinchera y no por las propiedades del manto.

En este capítulo se mostraron los resultados obtenidos para la hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ. Aunque los modelos variaron respecto al movimiento del Bloque Chortis, condición de erosión y retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, todos los resultados arrojaron dinámicas muy similares: los rápidos avances de la trinchera en el Bloque Chortis, generan placas con buzamiento negativo debajo de 660 km independiente de las propiedades del manto. Por ejemplo, en escenarios donde domina el avance de la trinchera, esta última va a decidir la morfología de la placa y su dinámica de subducción en el manto.

Con respecto en la zona de subducción mexicana, los modelos permitieron encontrar que: bajo tasas de erosión muy altas, es poco probable la formación de subducción plana y esta tampoco es consecuencia del movimiento de rotación del Bloque Chortis. La zona de subducción mexicana

está caracterizada por un retroceso de trinchera y un rápido avance de la placa de Norteamérica, esta combinación provoca la subducción plana que se observa actualmente (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Manea et al., 2013, 2017). Los escenarios bajo estas características, son más sensibles a las propiedades del manto y su acomodamiento sobre 660 km está acompañado por el movimiento de la trinchera y las fuerzas de resistencia del manto: capas de viscosidad, transición de fase a 660 km y una velocidad de flujo del manto.

A continuación se expondrán en el capítulo de Discusión, la comparación entre los modelos numéricos obtenidos con imágenes de tomografías sísmicas de la región. Esto permitirá concluir cual de los modelos de subducción, se acerca más a lo observado en imágenes de tomografía sísmica.

Capítulo 5

Discusión

En la sección de resultados se presentaron los modelos obtenidos en la reproducción de la hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ. Cada uno de los modelos fueron reproducidos bajo las mismas condiciones de viscosidad, flujo del manto, pendiente de Clapeyron y modelo de subducción inicial. Las simulaciones permitieron analizar el comportamiento de la placa oceánica cuando estaba sometida a diferentes condiciones cinemáticas de la trinchera y propiedades del manto. Algunos modelos no incluían capas de viscosidad y evolucionaban bajo condiciones de frontera inferior tipo deslizamiento libre para analizar únicamente, el efecto del movimiento de la trinchera del Bloque Chortis y la placa de Norteamérica, sobre la subducción de la placa de Farallón/Cocos. Estos resultados fueron comparados con modelos que incluían condición cinemática inferior y capas de viscosidad.

Los modelos generados no sólo permitieron analizar el comportamiento de la placa subducida, cuando era sometida a diferentes condiciones cinemáticas de la trinchera; también se pudieron analizar diferentes propiedades del manto, como la importancia de capas de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km y la dirección del flujo del manto sobre la placa Farallón/Cocos, en la zona de subducción mexicana y centroamericana.

Los resultados obtenidos son comparados en esta sección con imágenes de tomografía sísmica de la región de estudio, con el objetivo de determinar cuál de ellos se acerca más a las formas de las placas que se observan en los estudios de Fukao y Obayashi et al. (2013) y Obayashi et al. (2013). También se realiza un análisis de anisotropía sísmica, con el fin de identificar cómo la dirección preferencial del manto expuesta en Ficini et al. (2017), afecta la subducción. Este análisis se realiza agregando una condición cinemática al límite inferior del dominio, con una velocidad de 3 cm/año. En esta sección se mostrarán algunos modelos con una velocidad de flujo del manto mayor de la nombrada, ya que se desea conocer el cambio de las placas subducidas, cuando la velocidad de flujo del manto aumenta.

Finalmente, se mostrará cómo el vulcanismo evoluciona a través del tiempo, para el modelo de subducción cuya forma se aproxima más a las imágenes de tomografía sísmica y sea más concordante con estudios de anisotropía sísmica de la región (Leon Soto y Valenzuela, 2013; van Benthem et al., 2013; Leon Soto y Valenzuela, 2013; Bernal-López et al., 2014; 2015; Lynner y Long, 2014; Bernal-López, 2015; Stubailo, 2015; Zhu et al., 2020; Husker et al., 2022).

El capítulo de Discusión inicia con la comparación de los resultados de la hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ con las imágenes de tomografía sísmica de la zona en estudio. Continúa con el análisis de flujo del manto para las hipótesis ya nombradas, se realiza el análisis de vul-

canismo para el modelo más concordante con las tomografías sísmicas y finaliza, con alcances y limitaciones de este trabajo.

5.1. Hipótesis del Pacífico

En este trabajo se presentan modelos computacionales para estudiar la evolución de la subducción bajo el Bloque Chortis y la placa de Norteamérica, utilizando como condiciones de límite cinemático superior, el modelo del Pacífico propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005). Después de 45 Ma de evolución numérica, los resultados se comparan con la forma de la placa observada en imágenes de tomografía sísmica de la región de estudio mostrada en la Fig. (5.1) (Fukao y Obayashi, 2013; Obayashi et al., 2013).

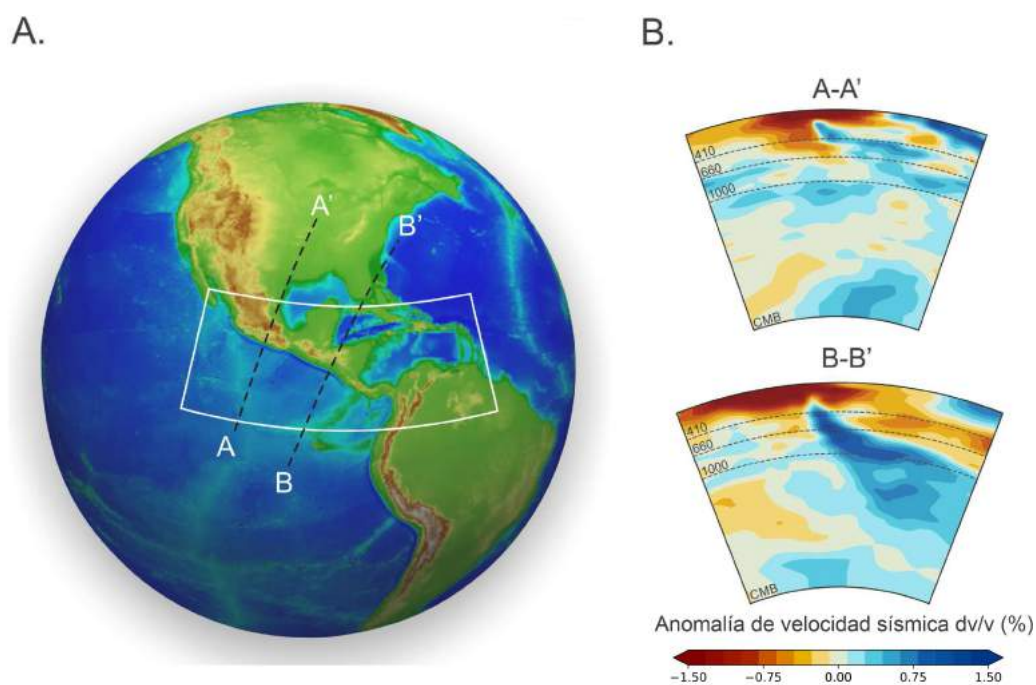


Figura 5.1: A. Mapas tectónicos topográficos / batimétricos globales y regionales de la región de estudio. Las líneas negras discontinuas A-A' y B-B' representan secciones transversales donde mostramos imágenes de tomografía sísmica en B. Arriba: Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil A-A'. Abajo: Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil B-B'. Observe las geometrías contrastantes de las placas a lo largo de la Trincheras de América Central: una placa estancada en la zona de transición a lo largo del perfil A-A' y una placa normal que penetra en el manto inferior debajo del Bloque Chortis (perfil B-B'). Las imágenes de tomografía sísmica se basan en el modelo de tomografía de onda P global GAP_P4 de Obayashi et al. (2013). CMB = límite entre manto y el núcleo, NAM = Placa de Norteamérica, EPR = Dorsal de Pacífico, FSPM = Sistema de falla Polochic-Montagua. Tomada de Moreno y Manea (2021).

El área de estudio se observa en la Fig. (5.1), en donde se muestran dos perfiles de una tomografía sísmica global que se considera en este estudio (Obayashi et al., 2003). El perfil A-A' atraviesa el centro de México y es posible identificar una subducción plana poco profunda y una subducción larga estancada en la zona de transición entre 410 y 660 km. El Perfil B-B' representa una sección transversal de tomografía sísmica correspondiente al Bloque Chortis. Aquí la placa de Cocos se caracteriza por un aumento gradual del buzamiento a través del manto superior y la zona de transición. Además, la placa también penetra en el manto inferior, donde

comienza a curvarse horizontalmente por debajo de los 660 km.

Incorporando el modelo de Keppie y Morán Zenteno (2005) (es decir, el Bloque Chortis se desplaza en un marco de referencia de placa de Norteamérica) como una condición límite cinemática superior, nuestros resultados de modelado muestran geometrías de placas que no se asemejan a imágenes de tomografías sísmicas (Fig. 5.1). Asimismo, la alta tasa de erosión propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005) para la trinchera mexicana, previene la formación de subducción plana en el centro de México y genera una placa de inmersión vertical, no acorde con la geometría de la placa actual (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Manea et al., 2013, 2017).

Los primeros resultados generados muestran en la zona de subducción mexicana, una placa con una subducción totalmente vertical en el manto que difiere a los estudios de subducción plana de la región (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Manea et al., 2013, 2017) y en la zona de subducción del Bloque Chortis, una placa que se hunde profundamente en el manto con buzamiento negativo (Fig. 5.2). El rápido avance hacia tierra de la trinchera del Bloque Chortis, genera una placa con una geometría que no se observa en los estudios de las tomografías sísmicas (Fig. 5.2).

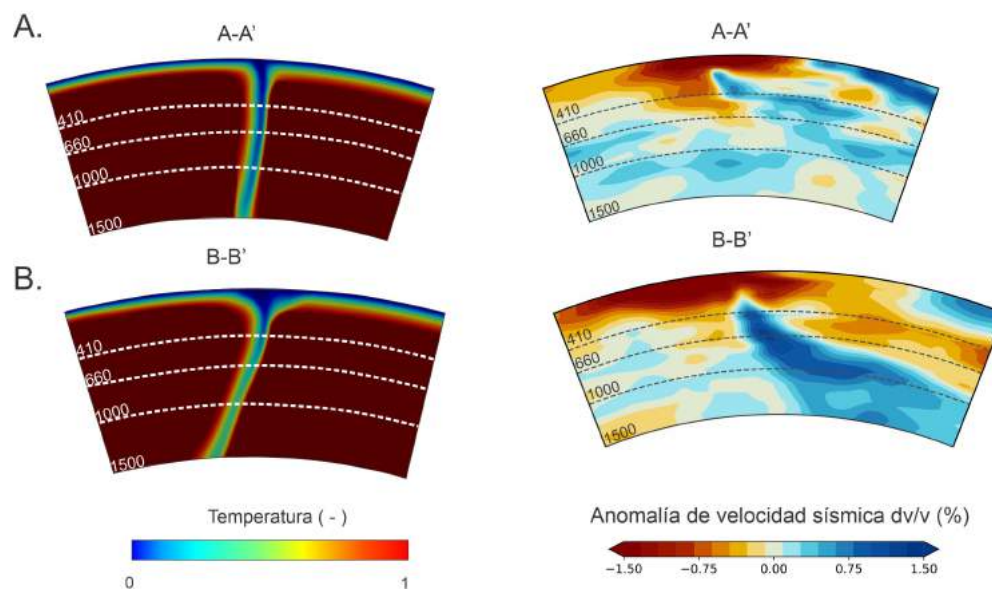


Figura 5.2: Comparación entre los resultados del modelo M1 (Fig. 4.2) después de 45 Ma de evolución geodinámica, con tomografía sísmica. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones transversales A-A' y B-B' como se muestra en la Figura 5.1. A. Distribución de temperatura adimensional. B. imágenes de tomografía sísmica de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013).

El modelo de la Fig. (5.2) evoluciona bajo condiciones de frontera inferior tipo deslizamiento libre y sin capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km. Por ello, la placa no presenta modificaciones en su forma como consecuencia de su interacción con fuerzas de resistencia como la viscosidad del manto. La única fuerza de resistencia presente es la fuerza de flotabilidad positiva que se ejerce a 660 km. Sin embargo, esta no representa una imposibilidad en la subducción profunda en este modelo.

En los siguientes modelos se incorpora el retroceso de trinchera para la placa de Norteamérica

(Sdrolias y Müller, 2006; Schellart et al., 2007). Este cambio en las condiciones cinemáticas de la trinchera en la zona de subducción mexicana, permite obtener subducción plana a profundidades someras. A pesar de incorporar el retroceso de la trinchera, la placa oceánica presenta hundimiento profundo en el manto (ver modelo M2, Fig. 4.2). La placa de Cocos debajo de la zona de subducción del Bloque Chortis aún mantiene el mismo comportamiento, con una pendiente negativa debajo de 660 km, lo que no concuerda con la tomografía sísmica de la región (Fig. 4.2).

En los modelos posteriores usamos un marco de referencia de puntos calientes, en lugar de usar la placa de Norteamérica como marco de referencia, y mantenemos fija la placa del Caribe (Müller et al., 2006) durante toda la simulación. Para el modelo M3 (Fig 4.6), usamos para la placa de Norteamérica una velocidad promedio de ~ 2.0 cm/año (Sdrolias y Müller, 2006), mientras que las placas de Farallón / Cocos convergen a una tasa promedio de ~ 7.5 cm/año. En este caso, se obtiene una subducción plana poco profunda más desarrollada como se muestra en la Fig (5.3), pero la placa subducida se hunde en el manto inferior y no se estanca en la zona de transición como puede verse en la tomografía sísmica (Fig. 5.1). La placa debajo del Bloque Chortis, muestra una subducción vertical sin buzamiento negativo por debajo de la transición de fase endotérmica, lo que respalda nuestra elección de utilizar un marco de referencia tipo punto caliente (Müller et al., 2006, Cuffaro et al., 2007; Zheng et al., 2011; Wang et al., 2019).

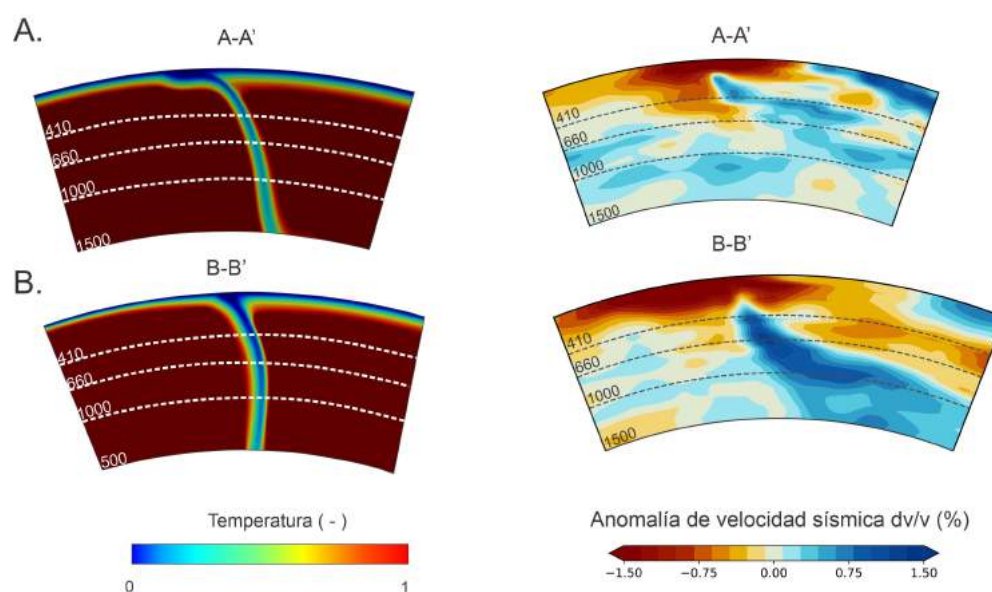


Figura 5.3: Comparación entre los resultados del modelo M3 (Fig 4.3) tras una evolución geodinámica de 45 Ma, y la tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional. B. Tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y B-B' como se muestra en la Fig. (5.1). La placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica muestra el desarrollo de subducción plana poco profunda.

El modelo de la Fig. (5.3), evoluciona igualmente bajo condiciones de frontera tipo deslizamiento libre y sin capas de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km. Por ello, al igual que el modelo expuesto en la Fig. (5.2), no hay modificaciones en la forma de la placa que correspondan a fuerzas de resistencias generadas por la capas de viscosidad. En estos modelos se pudo observar, que la geometría de la placa oceánica no varía notablemente a medida que interactúa con el manto. Propiedades tales como la viscosidad, juegan un papel clave en la modificación de la geometría de la placa y pueden favorecer el hundimiento de la placa subducida en el manto inferior o su estancamiento sobre 660 o 1000 km, como se ve en las Figs. (2.9, 2.10 y 2.11).

En el conjunto de modelos (M5 a M9) se ha incorporado una capa de baja viscosidad por debajo de 660 km y un salto de viscosidad a 1000 km. Estas capas fueron expuestas en la sección 2.2 y en los trabajos de Fukao et al. (2001), Forte et al., (1993), King (1995), Kido y Oadek (1997), Cserepes y Yuen (1997), Fukao et al. (2001), Torri y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi (2013), Jenkins et al. (2017), King (2016), Liu y Zhong (2016) y Mao y Zhong (2018). El origen de la capa de baja viscosidad aún es tema de debate y en nuestros resultados al igual que en los ya mencionados, se encontró que influye significativamente en la dinámica de la placa al interactuar con el manto (Fig. 4.7). La interacción de la placa subducida con la capa de baja viscosidad y la fuerza de flotabilidad positiva de la transición de fase endotérmica, representa un mecanismo eficaz de estancamiento de placas como se ve en la Fig. (2.10) y en los estudios de tomografías sísmicas de Fukao y Obayashi (2013) y Obayashi et al. (2013).

En otros casos, donde las placas subducían por debajo de los 660 km, encontraban otra imposibilidad al continuar su camino en el manto inferior. El aumento de viscosidad debajo de 1000 km provoca placas estancadas sobre este límite, modificando su dinámica de subducción en el manto inferior Fig. (2.9). Esto pudo ser visible en los modelos M5 a M9, expuestos en el capítulo de Resultados, en la sección del Pacífico.

Aunque los modelos M4 y M5 se asemejan parcialmente a las formas de placas de la tomografía sísmica debajo de la placa de Norteamérica (Fig. 5.1.A), la subducción debajo del Bloque Chortis sigue presentando subducción profunda con buzamiento vertical por debajo de 1000 km. Por esta razón, el último conjunto de modelos numéricos M6, M7, M8 y M9 (Fig. 4.9) incorporan un flujo de manto Oeste-Este global adicional.

Este flujo con características globales es propuesto por Doglioni (2014) y más recientemente por Ficini et al. (2017), muestran que el manto tiene una dirección preferencial de movimiento de Oeste a Este. En nuestros modelos, incorporamos este flujo modificando la condición de límite inferior de deslizamiento libre a cinemático. Aunque existe mucha incertidumbre en la magnitud de este flujo, Ficini et al. (2017) sugieren una velocidad de flujo del manto para el área del Pacífico en el rango de ~ 3 cm/año. Para probar la influencia de tal flujo de manto, los modelos M6 a M9 se construyen con condiciones cinemáticas de fondo incrementales de 1.5 cm/año, 2.0 cm/año, 2.5 cm/año y 3.0 cm/año.

Los resultados del modelado muestran que al incluir este flujo de manto adicional, se influye en la interacción placa-manto inferior, obteniendo un estancamiento más pronunciado de la placa en la zona de transición debajo de la placa de Norteamérica, así como una mejor aproximación en comparación con la tomografía sísmica, de la geometría de la placa debajo del Bloque Chortis (Fig. 5.4). La tendencia general de nuestras simulaciones numéricas es que cuanto más fuerte es el flujo del manto Oeste-Este, mayores son los estancamientos de la placa. Se debe aclarar que para estos últimos modelos, la trinchera en el Bloque Chortis permanece estática durante los últimos 45 Ma y la trinchera en la placa de Norteamérica retrocede. Estos modelos incorporaron capas de viscosidad por debajo de 600 y 1000 km.

En la Fig. (5.4) vemos una forma de la placa que puede llegar a ser consistente con lo que se ve en la tomografía sísmica de la región y representaría gran viabilidad. Aunque en este modelo, la subducción debajo del Bloque Chortis es consistente con la tomografía sísmica (Fig. 5.1), el Bloque Chortis no presenta ningún movimiento durante 45 Ma. Diferentes estudios acerca del modelo tradicional, In Situ e inclusive el modelo del Pacífico, registran movimiento en la trin-

chera para el Bloque Chortis desde los 45 Ma hasta aproximadamente 20 Ma, este movimiento es consistente con la apertura de la fosa de Caimán y el acomodamiento actual de la placa del Caribe. Registros de las anomalías de la fosa de Caimán muestran movimiento entre los 49 Ma y los 26 Ma según el estudio de Leroy et al. (2000). Este movimiento debió estar acompañado por un deslizamiento sinistral a lo largo del sistema de fallas de Polochic-Motagua y, según los estudios de Roger (2003), Keppie y Morán-Zenteno (2005), Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007), Pindell y Kenan (2009), Ferrari et al. (2014), Boschman et al. (2014), Molina-Garza et al. (2019) y Villagomez y Pindell (2020), permitió el acomodamiento del Bloque Chortis en la placa del Caribe.

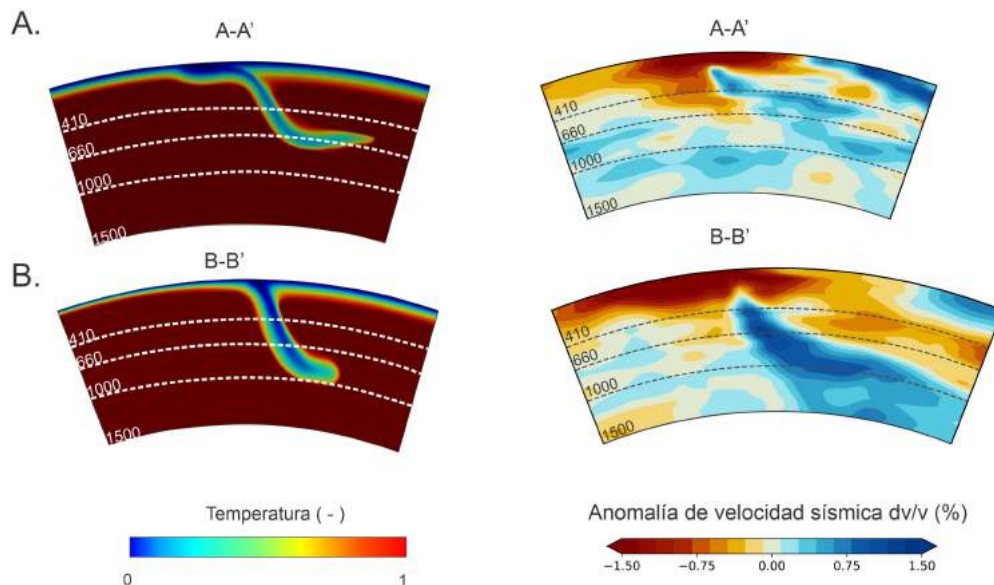


Figura 5.4: Comparación de los resultados del modelo M9, tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional. B. perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y B-B' como se muestra en la (5.1). La inclusión de un flujo de manto Oste-Este global nos permite obtener geometrías de placas que se asemejan a la subducción debajo de la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis.

El modelo de la Fig. (5.4) no puede ser usado para reconstrucciones actuales debido a que no está incluyendo ningún movimiento que representa la formación de la falla Polochic-Motagua y su relación con la apertura de la fosa de Caimán de aproximadamente 1100 km, sólo existe movimiento en la placa de Norteamérica. Por lo tanto, este modelo se usa únicamente para analizar cómo cambia la subducción debajo del Bloque Chortis, cuando es sometido a diferentes cambios en la reología del manto y velocidades de flujo del manto, mientras la trinchera permanece estática.

Una de las características del modelo del Pacífico es que muestra la presencia de una gran falla lateral izquierda de 1100 km de longitud ubicada en la placa Farallón. Esta falla se incorpora para que sea coherente con la formación de la falla de Polochic-Motagua y la apertura de la fosa de Caimán. La existencia de fallas transcurrentes es una característica común de la placa de Farallón, como se puede observar en sus gemelos aún conservados en la placa del Pacífico (por ejemplo, las zonas de fractura de Mendocino, Pioneer, Murray y Clarion). Sin embargo, los remanentes de una zona de fractura tan larga tal y como se propone en la hipótesis del Pacífico para la evolución tectónica del Bloque Chortis, deben quedar presentes de alguna forma en la placa de Cocos. La única fractura en la placa de Cocos que se encuentra cerca al Bloque

Chortis, es la zona de fractura de Tehuantepec y está no concuerda con esta hipótesis, ya que actualmente se encuentra a unos 250 km al ONO de la zona de fractura propuesta en Keppie y Morán-Zenteno (2005) (Figura 5.1, ver Moreno y Manea, 2021).

El objetivo de esta parte del trabajo, era dirigida a investigar si numéricamente el modelo del Pacífico generaba modelos consistentes con la evolución tectónica del Bloque Chortis propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005). Aunque ya se han presentado problemáticas con respecto a este modelo y su propuesta acerca de la proveniencia del Bloque del Pacífico, aún quedaba por estudiar si la tasa de erosión en el sur de México podía ser viable. Los modelos M10, M11, M12 y M13 tenían como objetivo determinar si las condiciones de erosión propuestas por Keppie y Morán-Zenteno (2005) eran viables bajo otras condiciones cinemáticas para la trinchera en la placa de Norteamérica.

El modelo M10 incorpora el retroceso de la trinchera en la zona de subducción mexicana y la velocidad de la placa de Norteamérica se incrementa en una tasa de $\delta_{er} = 0.36 \pm 0.09$ cm/año, con el fin de modelar el proceso de intensa erosión. El modelo numérico evoluciona bajo condición de frontera inferior con deslizamiento libre. El modelo M12 posee la misma tasa de erosión pero la frontera inferior es cinemática con una velocidad de 3 cm/año. El modelo M11 y M13 no incorporan esta tasa de erosión y se diferencian por la condición de frontera inferior, el primero evoluciona con frontera inferior libre de deslizamiento y el segundo, es bajo una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año.

Al incorporar el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) como una condición límite cinemática superior, nuestros resultados de modelado muestran geometrías de placas que se asemejan sólo parcialmente a imágenes de tomografía sísmica, cuando se incorpora una alta tasa de erosión ($\delta_{er} = 0.36 \pm 0.09$ cm/año). Esta erosión fue propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005) para la trinchera surmexicana, al norte de la zona de fractura de Tehuantepec (Fig.5.1) para intentar explicar el remanente de arco faltante frente a las costas de Acapulco. El modelo que mejor se aproximó a las imágenes de tomografía sísmica de la zona de estudio, es el modelo M13 (Fig 5.5). Este modelo elimina la intensa erosión por subducción e incorpora una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año.

Esta erosión se relaciona en la actualidad, principalmente a la formación de la subducción plana en el centro de México, la cual está bien restringida a partir de diferentes estudios (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Manea et al., 2013, 2017). Sin embargo, la eliminación de la alta tasa de erosión ($\delta_{er} = 0.0$ cm/año) mejora ligeramente la geometría de la placa Cocos debajo de la placa de Norteamérica, al ser visible la subducción plana (Fig. 4.9.A). Por otro lado, en los niveles de profundidad de transición del manto, la placa oceánica debajo de la zona de subducción mexicana tiende a estancarse sobre 660 km, como consecuencia de la interacción de la placa con las capas de viscosidad por debajo de la transición de fase endotérmica, la velocidad de flujo del manto y la pendiente de Clapeyron (Fig. 4.9.A, Fig. 5.5) (Moreno y Manea, 2021).

Hacia el Sur, la placa subducida desarrolla una forma algo diferente y los regímenes de subducción están controlados por las dos dinámicas opuestas entre la placa continental y la trinchera (van Hunen et al., 2004). El lento avance hacia el Este de la trinchera del Bloque Chortis (avance de la trinchera hacia adelante) genera una placa inclinada en el manto superior, que se curva hacia atrás cuando interactúa con el manto inferior altamente viscoso más allá de los 1000 km de profundidad (Jenkins et al., 2017; Mao y Zhong, 2018, Moreno y Manea, 2021). Esta geometría

de la placa debajo el Bloque Chortis no concuerda con lo que se observa en la tomografía sísmica (Fig. 5.1).

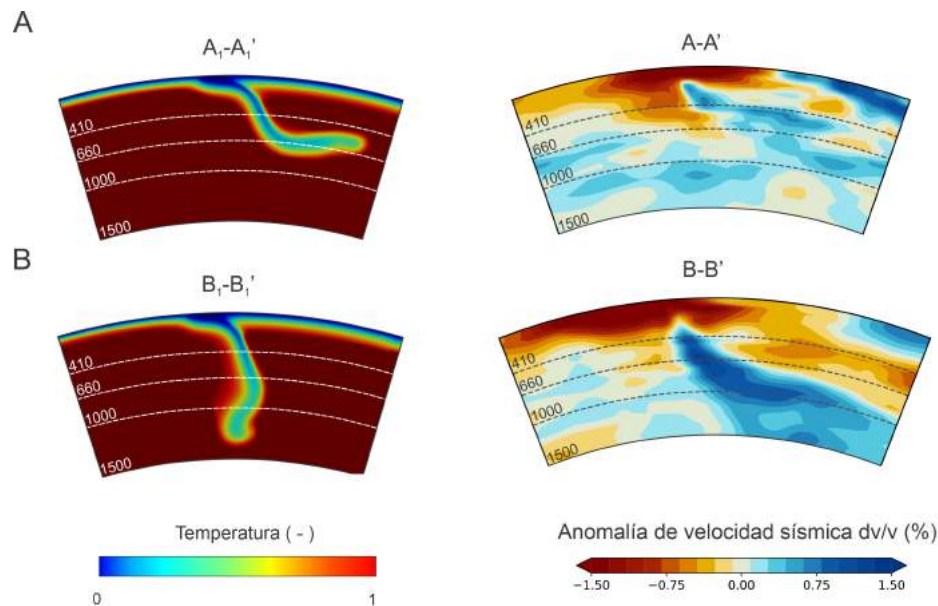


Figura 5.5: Comparación de los resultados del modelo M13, tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional. B. Perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y B-B' como se muestra en la Fig.(5.1). La inclusión de un flujo de manto Oste-Este global nos permite obtener geometrías de placas que se asemejan a la subducción debajo de la placa de Norteamérica. En este caso se ingresa el avance de la trinchera en el Bloque Chortis y por ello la placa toma buzamiento negativo debajo de los 660 km

Aunque la reproducción de la dinámica de placas planteadas en el trabajo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) generaba placas por debajo de 660 km inconsistentes con lo observado en la tomografía sísmica, en este trabajo se pudo analizar que bajo ciertas condiciones el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) generaba placas parcialmente similares a los observado en las tomografías sísmicas. Esto se vio en el modelo obtenido en la Fig. (5.4) al restringir el movimiento en la trinchera para el Bloque Chortis. Sin embargo, este movimiento presenta problemas al no ser congruente con la apertura de la fosa de Caimán y la formación de las fallas Polochic-Motagua.

Una solución es planteada en el estudio de Keppie (2014) al proponer una posición del Bloque Chortis al Este de su posición actual, acomodado por una falla sinistral en el límite norte de la placa del Caribe. Sin embargo, en este trabajo sólo se abordaron las hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ; la propuesta de Keppie (2014) se deja como tema de investigación de trabajos futuros. Morán-Zenteno et al. (2018) proponen un movimiento del Bloque Chortis sin presentar grandes desplazamientos en el pasado, ubicándolo en una posición un poco más al Sur de México a diferencia de las hipótesis tradicional. Este planteamiento es similar a lo propuesto en la hipótesis In Situ de Meschede y Frisch (1998).

Una vez abordada la hipótesis del Pacífico de Keppie y Morán-Zenteno (2005), se pasa a analizar los resultados obtenidos para la hipótesis tradicional y se compararán con imágenes de tomografía sísmica.

5.2. Hipótesis tradicional

La segunda parte de este trabajo consistió en modelar el comportamiento de la placa subducida Farallón/Cocos debajo de la placa de Norteamérica y debajo del Bloque Chortis, cuando este último rotaba y se trasladaba desde el Sur de México para ser finalmente atrapado por la placa del Caribe. Los modelos presentados evolucionaron durante un periodo de 45 Ma y al final se analizaba cómo cambiaba la subducción, cuando el Bloque Chortis era sometido a diferentes ángulos de rotación. Como condición cinemática de límite superior, se impuso el movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, el avance de esta hacia el Suroeste y la rotación del Bloque Chortis hacia el Sureste. Todos los modelos fueron realizados bajo la suposición de un marco de referencia tipo punto caliente.

De los resultados se pudieron observar dos características de gran importancia: la primera radica en las condiciones impuestas en el manto. Cuando no se incorporaba el salto de viscosidad a 660 y 1000 km y las condiciones de velocidad de flujo del manto, las placas subducían profundamente en este sin resistencia. En los trabajos de Cizcová et al. (2002), Torii and Yoshioka (2007), Jadamec et al. (2012), Tajima et al. (2015), Doglioni y Panza (2015), King (2016), Agrusta et al. (2017), Ficini et. (2017) y Goes et al. (2017), se demuestra mediante modelación numérica la importancia de la reología del manto, las transiciones de fase (410 km, 660 km) y la velocidad del flujo en la dinámica de subducción. Esto pudo ser comprobado en la primera parte de este trabajo, cuando se modeló la hipótesis de Keppie y Morán-Zenteno (2005) y en el trabajo de Moreno y Manea (2021).

Aunque las condiciones en el manto juegan un papel importante en la dinámica de subducción, factores a superficie como la velocidad de la trinchera y su movimiento también juegan un papel muy importante (Billen, 2008; Doglioni y Panza, 2015; Goes et al., 2017). Los trabajos de Faccenna et al. (2007), Schellart et al. (2007), Lallemand et al. (2008), Schellart (2010, 2011), Hinsbergen et al. (2017) y Schellart y Strak (2021), argumentan que las placas subducidas cambian su dinámica en el manto cuando existe un avance en la trinchera o cuando hay un retroceso, esto fue mostrado especialmente en la Fig. (4.11) y en las simulaciones numéricas generadas en la hipótesis del Pacífico. Cuando hay un retroceso en la trinchera, las placas tienden a sufrir un estancamiento a 660 km y cuando hay un rápido avance de esta, las placas se subducen con un alto ángulo de inmersión por debajo de la transición de fase endotérmica.

En esta parte del trabajo fue posible distinguir estas características en la placa subducida cuando se enfrentaba a un avance de la trinchera o a un retroceso. Los resultados numéricos presentan placas con buzamiento muy negativo debajo del límite de 660 km, a pesar de incorporar velocidad de flujo en el manto, saltos de viscosidad y las transiciones de fase. Este comportamiento era especialmente visible, cuando las trincheras eran sometidas a una rotación alta que ocurría en un periodo pequeño.

Los resultados obtenidos para la hipótesis tradicional, se comparan con tres perfiles de tomografía de la zona de estudio (Fig. 5.6): un corte de tomografía para la zona de subducción mexicana, donde la placa de Cocos presenta subducción plana (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Manea et al., 2013, 2017). Un corte para el posible punto triple entre la placa de Norteamérica, Cocos y la placa del Caribe (Lyon et al., 2006; Authemayou et al., 2010; Guzmán-Speciale y Zuñiga, 2016; Ellis et al., 2019), y un último corte en la zona de subducción del Bloque Chortis, tal y cómo se ve en la Fig. (5.6). Este corte en el posible punto triple se agrega debido a que en el capítulo de Resultados, se mostró la evolu-

ción de la subducción debajo del punto triple entre la placa de Norteamérica, Farallón/Cocos y Caribe, a medida de que el Bloque Chortis se desplazaba hacia el Sureste.

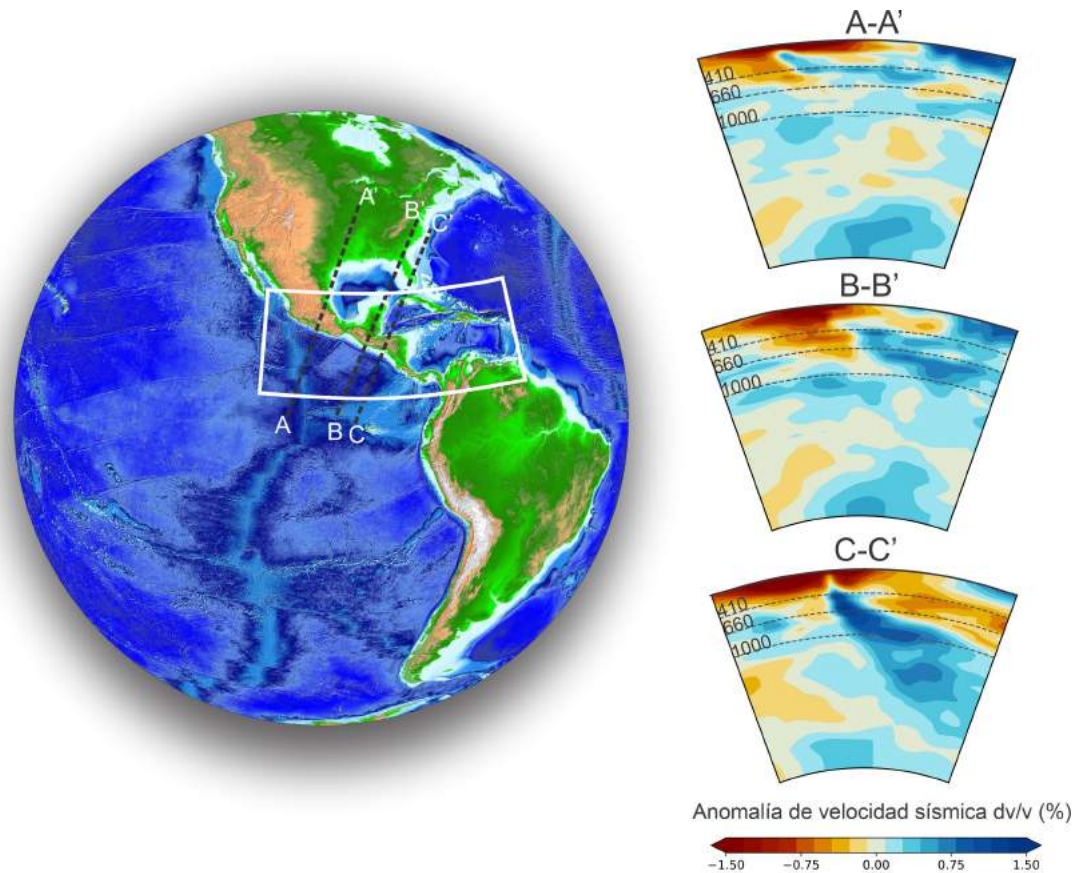


Figura 5.6: Mapas tectónicos topográficos / batimétricos globales y regionales de la región de estudio. Las líneas negras discontinuas A-A', B-B' y C-C' representan secciones transversales donde mostramos imágenes de tomografía sísmica en A. Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil A-A'. B. Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil C-C' que representa el posible punto triple entre la placa de Norteamérica, Cocos y Caribe según los trabajos de Lyon et al. (2006), Authemayou et al. (2010), Guzmán-Speciale y Zuñiga, (2016), Ellis et al. (2019). C. Imagen de tomografía sísmica a lo largo del perfil C-C'. Observe las geometrías contrastantes de las placas a lo largo de la Trinchera de América Central: una placa estancada en la zona de transición a lo largo del perfil A-A' y una placa normal que penetra en el manto inferior debajo del Bloque Chortis (perfil B-B'). Las imágenes de tomografía sísmica se basan en el modelo de onda P global GAP_P4 de Obayashi et al. (2013). CMB: límite del manto, NAM = Placa de Norteamérica, DPR = Dorsal de Pacífico, FSPM = Sistema de falla Polochic-Montagua del núcleo.

La primera comparación se realiza entre el modelo T1, obtenido para una rotación de 30° en el Bloque Chortis, sin incorporar la velocidad de flujo del manto y el salto de viscosidad de 1×10^{21} Pas por debajo de 660 km y 50×10^{21} Pas debajo de 1000 km (Fig. 4.12.A). En Müller (1999) y Sdrolias y Müller (2006) se establece que la placa del Caribe ha permanecido casi estática durante los últimos 40 Ma, y en los trabajos basados en paleomagnetismo de Molina-Garza et al. (2012, 2019) se muestra que el Bloque Chortis ha sufrido poca rotación después de 17 Ma. En estudios aeromagnéticos y litológicos realizados por Rogers et al. (2007), se restaura al Bloque Chortis frente al Suroeste de México, mediante una rotación a gran escala de $\sim 30^\circ - 40^\circ$ en sentido contrario a las agujas de reloj y recorriendo 1100 km durante el Eoceno.

El modelo T1 se realiza tomando el ángulo más pequeño de $\sim 30^\circ$ para suponer el movi-

miento del Bloque Chortis, desde los 45 Ma hasta el presente. Durante el periodo de 17 a 13 Ma, la trinchera frente al Bloque Chortis sufre una muy pequeña rotación y después de 13 Ma permanece estática junto a la placa del Caribe. La comparación entre los resultados en el paso 0 y las imágenes de tomografía sísmica de la Fig. (5.6) es mostrada en la Fig. (5.7).

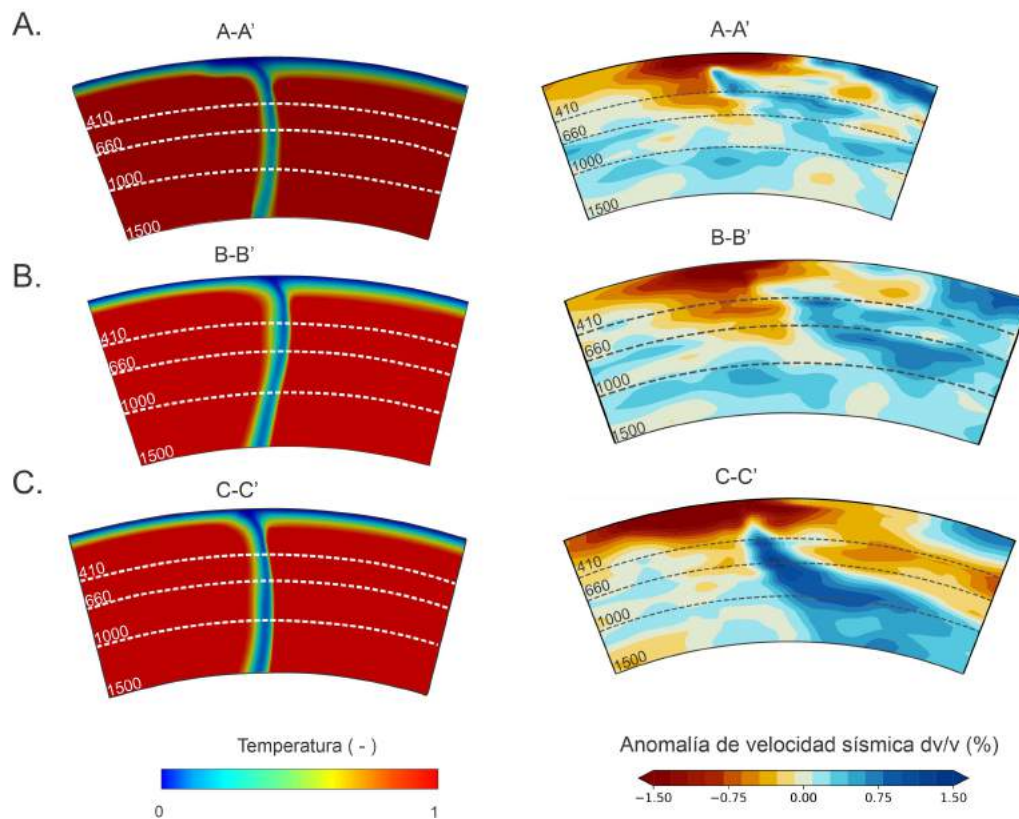


Figura 5.7: Comparación de los resultados del modelo T1 con una rotación de 30° , tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional y perfil de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013) para la subducción debajo de la placa de Norteamérica en el perfil A-A'. B. Lo mismo que en A para la subducción debajo del punto triple en el perfil B-B'. C. Lo mismo que A y B para la subducción debajo del Bloque Chortis en el perfil C-C'. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A', B-B' y C-C' como se muestra en la Fig.(5.6). La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el Sureste con una rotación total de $\sim 30^\circ$. Debajo de la placa de Norteamérica se produce subducción plana y debajo del Bloque Chortis hay una subducción con buzamiento negativo, comportamiento que es posible identificarse cuando hay una alto avance de la trinchera. En los tres perfiles se muestra una placa que se hunde profundamente en el manto.

En la Fig. (5.7) es posible identificar una subducción con buzamiento negativo hacia el Oeste debajo de la zona de subducción del Bloque Chortis y el punto triple. Esta forma de placa se obtiene cuando la trinchera está sometida a un avance muy rápido (Figs. 4.11 y 4.13). Debajo de la placa de Norteamérica, se muestra subducción plana en superficie que es congruente con las imágenes de tomografía sísmica. A lo largo de todo el margen de subducción, se identifica una placa oceánica que se hunde profundamente en el manto sin resistencia alguna. Este comportamiento se aleja de las tomografías sísmicas mostradas en la Fig. (5.6) del estudio de Obayashi et al. (2013).

Al incorporar el salto de viscosidad bajo los 1000 km, una velocidad de flujo del manto en

dirección Oeste-Este de 3 cm/año y además disminuyendo el ángulo de rotación posterior al Eoceno a $\sim 20^\circ$, se elimina la subducción vertical bajo el límite de 660 km, tanto para la zona de subducción de la placa de Norteamérica como debajo del Bloque Chortis. Bajo estas consideraciones, los resultados empiezan a mostrar similitudes con tomografías sísmicas de la región (Fig 5.8).

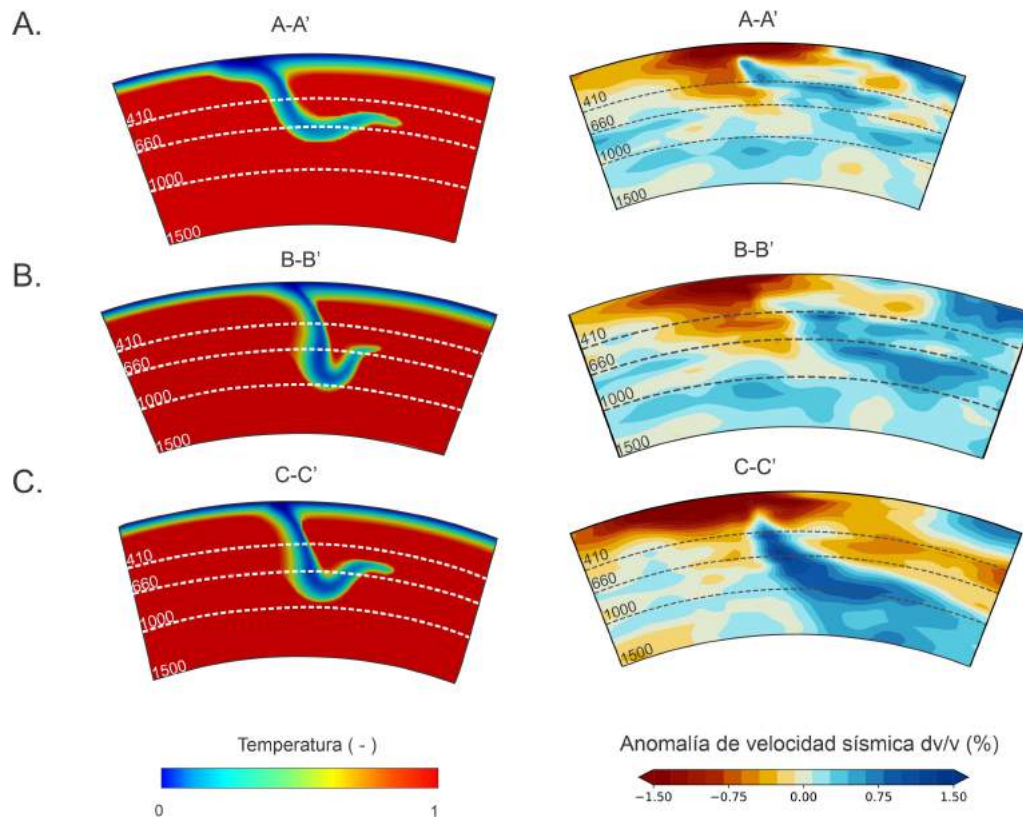


Figura 5.8: Comparación de los resultados del modelo T2 con una rotación de 20° , tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional y perfil de tomografía sísmica para la subducción debajo de la placa de Norteamérica en el perfil A-A'. B. Lo mismo que en A para la subducción debajo del punto triple en el perfil B-B'. C. Lo mismo que A y B para la subducción debajo del Bloque Chortis en el perfil C-C'. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A', B-B' y C-C' como se muestra en la Fig.(5.6). La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el Sureste con una rotación total de $\sim 20^\circ$. Debajo de la placa de Norteamérica se produce subducción plana y un estancamiento sobre 660 km. Debajo del Bloque Chortis y el punto triple, la placa de Cocos se hunde por debajo de 660 km pero se estanca sobre el límite de 1000 km sin subducción vertical debajo de este límite.

La Fig. (5.8) muestra una placa que se estanca sobre 660 km debajo de la zona de subducción mexicana con subducción plana a profundidades someras. A medida que nos desplazamos hacia el Sur, la placa subducida aumenta su ángulo de inmersión y empieza a pasar el límite endotérmico hasta quedar estancada sobre el límite de 1000 km. Este estancamiento se produce por su interacción con un capa altamente viscosa. Los resultados concuerdan con el comportamiento de la placa de Cocos que se observa en la tomografía sísmica de la Fig. (5.6). Aunque la concavidad en la placa subducida que se observa en los resultados numéricos debajo de 660 km no aparece en la tomografía sísmica debajo del Bloque Chortis y el punto triple, se debe recordar que nuestros modelos incorporan sólo aproximaciones numéricas.

A pesar de que el estudio de Rogers et al. (2007) no especifica con claridad la edad de inicio del movimiento del Bloque Chortis durante el Eoceno, el estudio de paleomagnetismo de Molina-Garza et al. (2019) obtiene conclusiones muy parecidas a este anterior trabajo. Molina-Garza et al. (2019) proponen el inicio del movimiento para el Bloque Chortis, a partir de 65 Ma con una rotación total de 55° en contra de las manecillas del reloj, alrededor del polo de Euler ubicado en el límite noroeste de Chortis-México. La rotación máxima ocurre entre 65 y 40 Ma con un ángulo de 30° , después de 40 Ma el movimiento se reduce hasta hacerse muy pequeño después de 17 Ma. Los resultados mostrados en la Fig. (5.8) bajo un ángulo de rotación menor de 30° entre 45 a 17 Ma y una tasa de movimiento de la trinchera por Ma constante, muestran placas subducidas con comportamiento similar a los observado a las tomografías sísmicas y cuyo valor se aproxima a los estudios de paleomagnetismo de Molina-Garza et al. (2019).

Para lograr identificar el ángulo de rotación total que sufrió el Bloque Chortis según la hipótesis tradicional, se usaron varios estudios que proponían diferentes ángulos de rotación. Los resultados anteriores son obtenidos usando el estudio de Pindell y Dewey (1982), Gose (1985) y Rogers et al. (2007). Sin embargo, el capítulo de Resultados muestran otro conjunto de modelos que se realizan bajo tasas de aceleración en el movimiento del Bloque Chortis durante un periodo. Un ejemplo de ello, son los modelos obtenidos usando el estudio de Boschman et al. (2014). Esta paleo-reconstrucción se construye usando como restricción la apertura de la fosa de Caimán, la cual registra una apertura de aproximadamente 1100 km de movimiento sinistral y donde dicha expansión, genera como consecuencia, el desplazamiento de la placa del Caribe al Oeste con respecto al segmento cubano. Los resultados obtenidos son justificados usando las observaciones aeromagnéticas y litológicas expuestas en el trabajo de Rogers et al. (2007), moviendo el Bloque Chortis del margen surmexicano en el Eoceno temprano.

El modelo T3 muestra los resultados obtenidos con un ángulo de rotación total de 27° desde los 45 Ma hasta el presente, donde la mayor tasa de rotación ocurre entre 38 y 32 Ma. Después de los 32 Ma, el Bloque Chortis reduce su rotación hasta hacerse pequeña en el periodo entre 17 Ma y el presente. Este modelo incluye velocidad de flujo de manto de 3 cm/año y capas de viscosidad por debajo de 660 km. Los resultados muestran una placa que se hunde en el manto inferior por debajo de 660 km con inclinación negativa (Fig. 4.16.A). Este mismo comportamiento se vio en el modelo T1 para un rápido avance en la trinchera en el Bloque Chortis (Fig. 4.13.A).

Se construye el modelo T4 manteniendo la misma tasa de aceleración del movimiento para el Bloque Chortis entre 38 y 32 Ma (Fig. 4.16.B), pero en este caso el ángulo se reduce a 20° . El modelo se realiza con el objetivo de observar si existe algún cambio en la placa subducida debajo de la zona de subducción del Bloque Chortis, al igual que se observó en el modelo T2, cuando se redujo la tasa de avance y rotación de la trinchera en el Bloque Chortis. La comparación entre los resultados y las imágenes de tomografía sísmica se pueden ver en la Fig. (5.9)

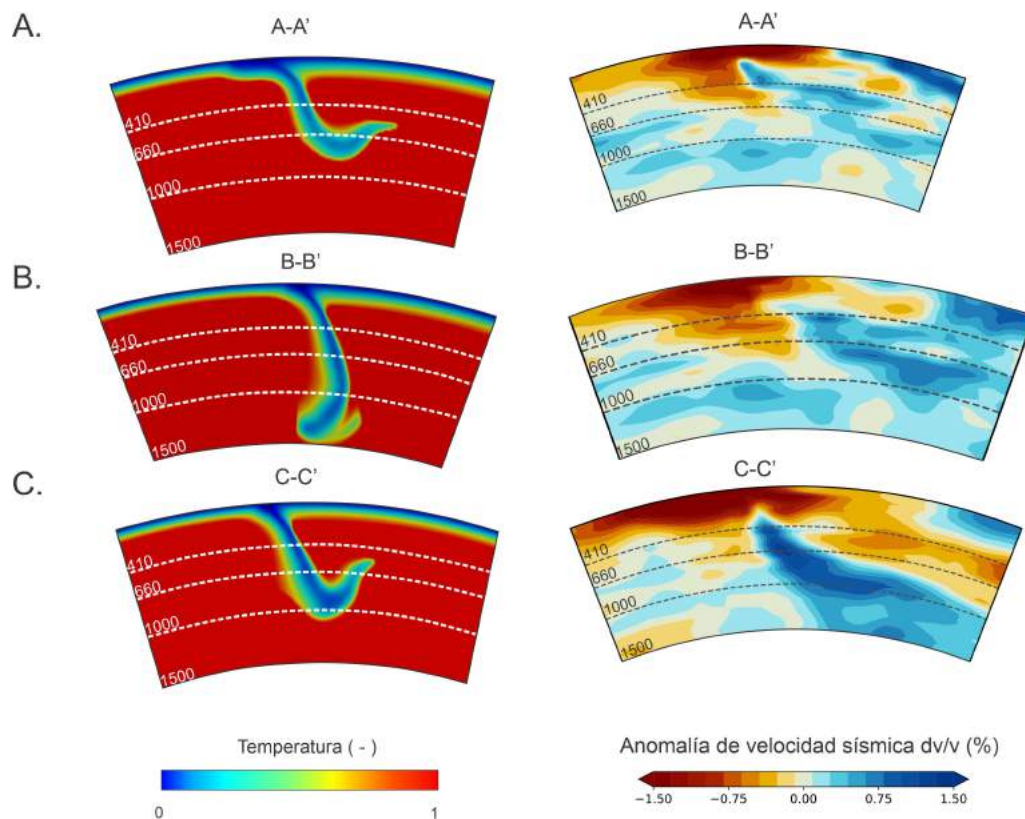


Figura 5.9: Comparación de los resultados del modelo T4 con tomografía sísmica trabajando con un ángulo de rotación de 20° . La mayor parte del movimiento ocurre entre los 45 y los 32 Ma. A. Distribución de temperatura adimensional del perfil A-A' y su comparación con perfil de tomografía sísmica de modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). B. Lo mismo que en A pero para el perfil B-B' que representa la subducción debajo del punto triple. C. Lo mismo que A y B para el perfil C-C' que representa la subducción debajo del Bloque Chortis. La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el SE con una rotación total de $\sim 20^\circ$. La placa oceánica debajo de la placa Norteamérica se estanca en los 660 km y a superficie se forma una clara subducción plana. Debajo del Bloque Chortis la placa oceánica obtiene un ángulo de buzamiento alto propio de un avance de trinchera debajo de 660 km, se identifica una curvatura sobre el límite de 1000 km como consecuencia de la combinación entre el avance de trinchera, las capas de viscosidad y las propiedades el flujo del manto. Este modelo cuenta con una velocidad del flujo de 3 cm/año.

La Fig. (5.9) muestra una placa oceánica que se curva con un buzamiento negativo debajo del punto triple después de 1000 km de profundidad, este tipo de comportamiento en la placa no se identifica en la tomografía sísmica debajo de la zona de subducción centroamericana (Fig. 5.6). Aunque la rotación en el Bloque Chortis se disminuyó de 27° a 20° , se mantuvo una alta tasa de movimiento en la trinchera desde 45 Ma hasta 32 Ma. En estos resultados se muestra que, aunque el ángulo de rotación de la trinchera del Bloque Chortis disminuya, si se mantienen las altas tasas de avance de la trinchera en un periodo corto, las placas toman morfologías debajo de los 660 km con buzamiento negativo, tal y como se vio en los resultados de la hipótesis del Pacífico.

Aunque el trabajo de Boschman et al. (2014) restringe con gran detalle el movimiento del Bloque Chortis desde aproximadamente 72 Ma hasta el presente, Molina-Garza et al. (2019) propone una corrección para el trabajo de Boschman et al. (2014) con la mayor tasa de movimiento para el Bloque Chortis entre los 65 y 40 Ma.

Muchos trabajos como los de Pindell y Dewey (1982), Pindell y Barrett (1999), Pindell, (1994), Mann (1999), Dickinson y Lawton (2001), Rogers (2003), Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007), Pindell y Kenan (2009), Boschamn et al. (2014) y Villagómez y Pindell (2020) argumentan que el acomodo del Bloque Chortis debió estar sujeto a la apertura de la fosa de Caimán. Esta fosa es de gran importancia debido a que registra el movimiento de las placas de Norteamérica, Farallón-Cocos y Caribe y permitió restringir sus desplazamiento totales en el pasado.

Por lo tanto, se construye el modelo T5 con un ángulo de rotación de 20° en el movimiento del Bloque Chortis, siguiendo exactamente los periodos donde la fosa de Caimán reporta la mayor expansión (Leroy et al., 2000 y Lyon et al., 2006, Mann et al., 2007). Según Mann et al. (2007), la mayor tasa de apertura se registra entre 45 y 26 Ma, después de este período el movimiento se reduce considerablemente y los resultados para esta simulación con su respectiva comparación con imágenes de tomografía sísmica se ve en la Fig. (5.10).

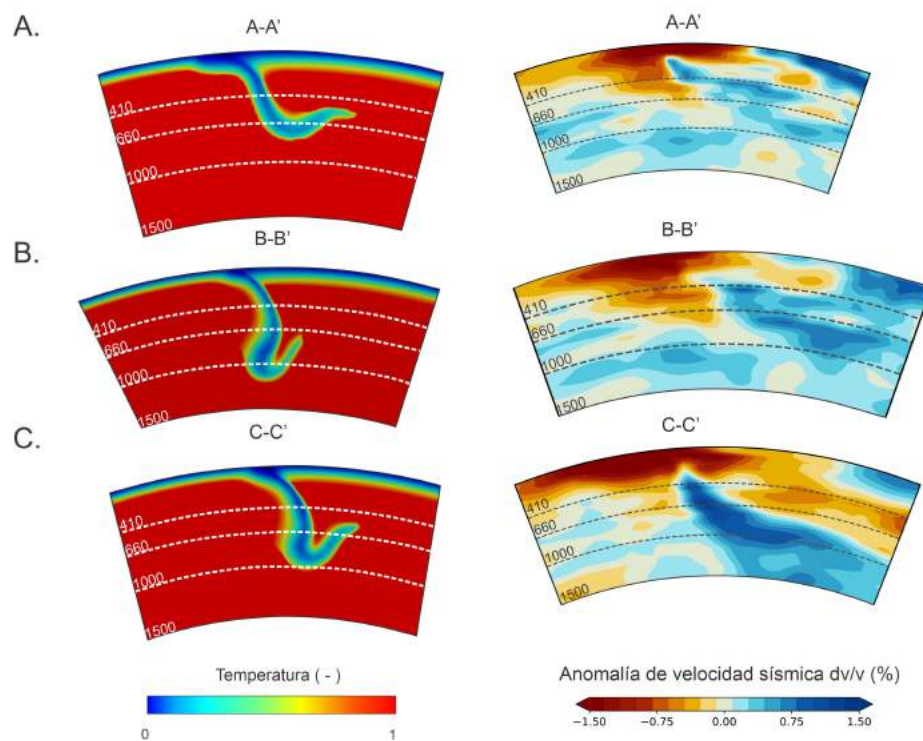


Figura 5.10: Comparación de los resultados del modelo T4 con tomografía sísmica trabajando con un ángulo de rotación de 20° . La mayor parte del movimiento ocurre entre los 45 y 26 Ma. A. Distribución de temperatura adimensional del perfil A-A' y su comparación con perfil de tomografía sísmica de modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). B. Lo mismo que en A pero para el perfil B-B' que representa la subducción debajo del punto triple. C. Lo mismo que A y B para el perfil C-C' que representa la subducción debajo del Bloque Chortis. La placa oceánica debajo de la placa Norteamérica se estanca en 660 km y a superficie se forma una clara subducción plana. Debajo del Bloque Chortis la placa oceánica obtiene un ángulo de buzamiento alto propio de un avance de trinchera y una curvatura cuando pasa los 1000 km, consecuencia entre la combinación de un avance de trinchera, las propiedades el flujo del manto y el salto de viscosidad a 1000 km. Este modelo cuenta con una velocidad del flujo de 3 cm/año.

Las comparaciones mostradas en la Fig. (5.10) obedecen a la rotación de la trinchera del Bloque Chortis, cuya aceleración en su movimiento es representado por la aceleración de la apertura en la fosa de Caimán, expuesta en Mann et al. (2007). En este modelo, la subducción debajo

del Bloque Chortis se aleja de la morfología de la placa subducida mostrada en la tomografía sísmica. Este tipo de forma es característica de un avance muy rápido en la trinchera en un periodo corto. Quizás, la rotación dividida entre periodos debe ser un poco más suavizada, sin grandes aceleraciones a gran escala, para que la placa subducida pueda acomodarse en el manto inferior Fig. (5.6).

Los resultados mostrados en la (Fig. 5.8) para una rotación de 20° , bajo una tasa de movimiento constante y sin aceleraciones entre 45 y 17 Ma, tendieron a ser más consistentes con lo observado en la tomografía sísmica (Fig. 5.6). Cuando se abordaron los modelos con aceleraciones en intervalos de tiempo, las placas tomaban una forma muy diferente y comenzaban a ocurrir problemas de buzamiento negativo debajo de 660 km en la zona de subducción del Bloque Chortis y el punto triple.

Con respecto a la zona de subducción de la placa de Farallón/Cocos debajo de la zona de subducción mexicana, su dinámica en el manto y a superficie no se vio afectada por el movimiento de rotación del Bloque Chortis. Su comportamiento está fuertemente ligado a un proceso de retroceso de la trinchera, que en conjunto con el rápido avance de la placa de Norteamérica, provocan subducción plana. Esta dinámica entre el movimiento de retroceso de la trinchera, el avance de la placa cabalgante y el acomodo de la placa oceánica ha sido documentado en los trabajos de Espurt et al. (2007), Schellart et al. (2007, 2008, 2011), Manea et al. (2011, 2013, 2017), Goes et al. (2017), Axen et al. (2018), y Schellart y Strak (2021). En el trabajo de Villagomez y Pindell (2020) se establece que la subducción plana en México es producto de la dinámica ya mencionada y no por el movimiento de rotación del Bloque Chortis hacia el Sureste, este argumento es demostrado en estos resultados numéricos, al encontrar que la subducción plana en la zona central de México no está relacionada con el movimiento del Bloque Chortis.

Al igual que se plantea en los trabajos de Fukao et al. (2001), Schellart et al. (2007, 2008 y 2011) y Fukao y Obayashi et al. (2013), las placas oceánicas jóvenes que presentan retroceso en la trinchera, tienden a acomodarse en la discontinuidad sísmica de 660 km. Este movimiento de la trinchera hace que las placas sean más sensibles a la dinámica del manto. Por esta razón, la placa de Cocos debajo de la zona de subducción mexicana, necesitaba la combinación entre las capas de viscosidad, la flotabilidad positiva de la transición de fase endotérmica y la velocidad de flujo del manto para quedar totalmente acomodada sobre este límite. Esta dinámica difiere para la zona de subducción del Bloque Chortis, donde se presenta un avance en la trinchera.

Los resultados de esta sección permitieron encontrar condiciones cinemáticas para una trinchera en rotación, que se alejaban o se acercaban las formas de placas que se muestran en las tomografías sísmicas expuestas en la Fig. (5.6). Se demostró que la subducción plana en el centro de México no es consecuencia del movimiento de rotación del Bloque Chortis y que las placas jóvenes bajo un retroceso de trinchera, son más sensibles a la propiedades del manto tales como viscosidad, transiciones de fase y velocidad en conjunto con la dirección preferencial del flujo del manto.

Una vez analizados los resultados numéricos obtenidos para la hipótesis tradicional y su respectiva comparación con las imágenes de tomografía sísmica de la región, se pasa a analizar los resultados obtenidos en la hipótesis In Situ.

5.3. Hipótesis In Situ

En el último modelo realizado se tomaron en cuenta las consideraciones de una hipótesis adicional a la del Pacífico y tradicional. En este caso, el movimiento del Bloque Chortis se restringe a una rotación pequeña y se eliminan las rotaciones a gran escala. Esta hipótesis es trabajada por Meschede y Frisch (1998) y James (2006) y ubica a la placa del Caribe hace más de 100 Ma entre las dos Américas y su acomodo actual es facilitado por la apertura de esta mismas. Aunque no se establece con exactitud cuál es el pequeño ángulo de rotación que sufre el Bloque Chortis en el pasado, en este trabajo se supone un ángulo constante de 10° desde los 45 hasta 13 Ma. Después de 13 Ma, la rotación de la trinchera en el Bloque Chortis pasa a ser cero. El modelo T6 mostrado en esta sección, incorpora las capas de viscosidad por debajo de 660 y 1000 km y una condición cinemática inferior de 3 cm/año.

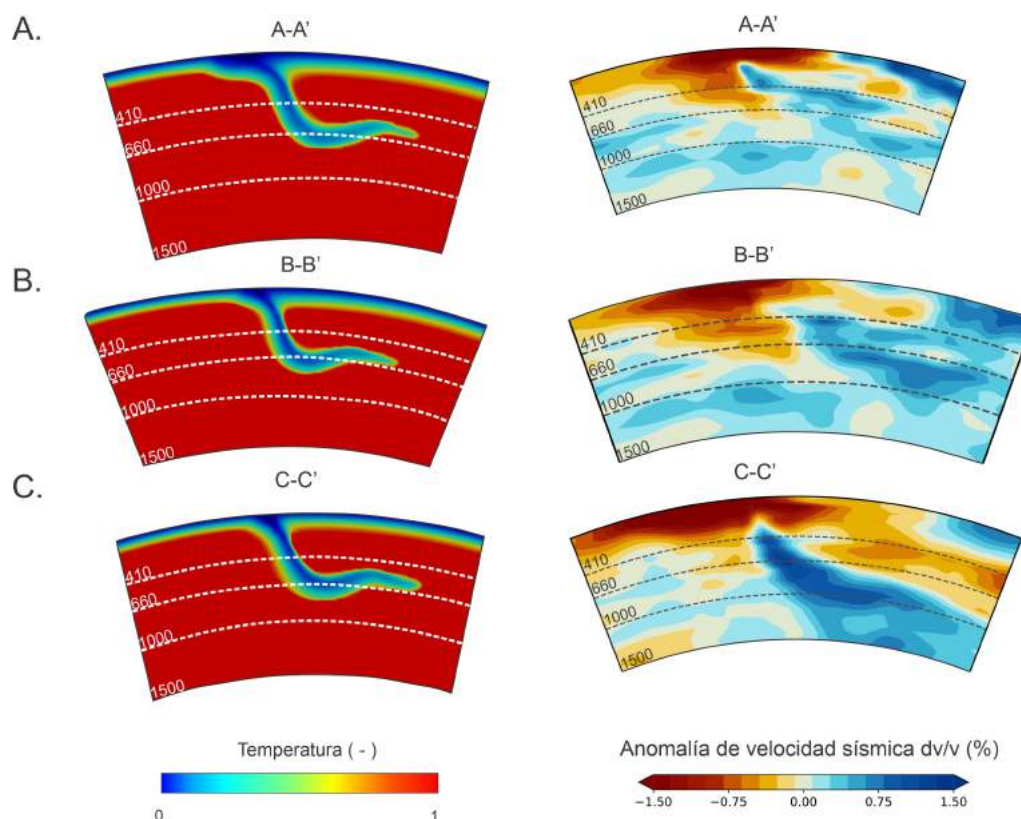


Figura 5.11: Comparación de los resultados del modelo con una rotación constante de 10° tras una evolución geodinámica de 45 Ma, con tomografía sísmica. A. Distribución de temperatura adimensional del perfil A-A' y su comparación con perfil de tomografía sísmica de modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). B. Lo mismo que en A pero para el perfil B-B' que representa la subducción debajo del punto triple. C. Lo mismo que A y B para el perfil C-C' que representa la subducción debajo del Bloque Chortis. Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A', B-B' y C-C' como se muestra en Fig.(5.6). La trinchera frente a la placa de Norteamérica retrocede a una tasa de 1.5 cm/año y la trinchera frente a Chortis rota y se traslada hacia el SE con una rotación total de $\sim 10^\circ$. La placa oceánica debajo de la placa Norteamérica se estanca en 660 km y a superficie se forma una clara subducción plana. Debajo del Bloque Chortis la placa oceánica subduce con un ángulo de buzamiento alto y se estanca sobre 660 km.

En los resultados mostrados en Fig. (4.21) se logra observar, que el Bloque Chortis no es afectado en gran medida por las condiciones del manto: independientemente de los saltos de viscosidad, la placa subducida debajo del Bloque Chortis toma la misma forma. Este resultado refleja, que

la dinámica de la placa subducida en el manto para la zona de subducción del Bloque Chortis, va estar influenciada principalmente por el movimiento de avance de la trinchera, por lo menos hasta que cruza el límite de 660 km. En estos resultados se muestra una placa subducida que a superficie y parcialmente, pueden ser consistentes con las tomografía sísmicas de la región (Fig. 5.6).

En la zona de subducción mexicana se presenta subducción plana y estancamiento sobre 660 km. A medida que nos desplazamos hacia el sur, la dinámica de la placa subducida cambia, incrementando levemente el ángulo de subducción y su buzamiento en el manto inferior. Debajo del Bloque Chortis, la placa de Cocos no logra pasar el límite de 660 km, lo cual no concuerda con la tomografía sísmica. Esto último puede sugerir mayor tiempo de evolución numérica que se relaciona con un ángulo de rotación mayor.

5.4. Comparación de resultados

En los resultados obtenidos para la hipótesis de Keppie y Morán-Zenteno (2005), se mostró que ante altas tasas de avance en la trinchera en el Bloque Chortis, se obtenía una subducción con un buzamiento negativo debajo de 660 km, este resultado no es consistente con la tomografía sísmica de la región de estudio. A pesar de que se incorporaron las condiciones de flujo del manto expuestas por Dioglioni y Panza (2015), Ficini et al. (2017) y los saltos de viscosidad en 660 y 1000 km de profundidad, expuestos en Fukao et al. (2001), Torii y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi et al. (2013), Liu y Zhong (2016), King (2016), Jenkins et al. (2017) y Mao y Zhong (2018), la subducción debajo del Bloque Chortis continuaba teniendo un buzamiento negativo. Este resultado mostró, que las fuerzas que ejerce el movimiento de avance de la trinchera definen principalmente la dinámica de subducción de la placa en el manto.

Para el caso de los modelos tradicionales, la subducción de la placa Farallón/Cocos fue un poco más consistente para ángulos de rotación en el Bloque Chortis iguales o menores de 20° y sin grandes variaciones en intervalos de tiempo. Si el ángulo de rotación del Bloque Chortis era mayor de 20° , el avance de la trinchera podía llegar a ser muy alto y como consecuencia, se generaba buzamiento negativo por debajo de 660 km. Este mismo problema fue encontrado en modelos que incorporaban aceleraciones en la rotación del Bloque Chortis en un periodo pequeño. Después que la tasa de rotación del Bloque Chortis disminuía, la placa lograba recuperar un buzamiento con tendencia vertical debajo de la transición de fase de 660 km.

La placa oceánica debajo del Bloque Chortis, siempre presento subducción con un ángulo alto. Esto es propio de regiones donde domina el avance de la trinchera como en Tonga. Cuando se introducían tasas de rotaciones iguales a 20° , sin rápidas aceleraciones durante intervalos de tiempo, como se ve en el modelo T2, la placa obtenida mediante modelos numéricos, lograba tener similitudes con la tomografía sísmica. Sin embargo, la placa tomaba una curvatura en el límite de 1000 km que no era congruente con lo observado en la tomografía sísmica. Por esa razón, la comparación entre el modelo numérico y las tomografías sísmicas, sólo se asemejaron parcialmente para la zona de subducción del Bloque Chortis.

Algunos trabajos como los de Pindell y Kenan (2009) sugieren que la rotación del Bloque Chortis pudo dejar a su paso una subducción plana en el centro de México. Un trabajo más actual de Villagomez y Pindell (2020), basado en termocronología, logra dividir el movimiento del Bloque Chortis en ciertas fases: el inicio de magmatismo de arco cuando el Bloque Chortis se mueve por primera vez del Sur de México, el levantamiento del basamento cuando la trinchera

del Sur de México empieza a experimentar la subducción y la migración del magmatismo de arco cuando el Bloque Chortis abandona la sección transversal del Sur de México. Durante las fases anteriores, la placa de Norteamérica avanza, mientras ocurre el retroceso de su trinchera. Esta dinámica es la que finalmente forma la subducción plana tal y como lo sugieren los estudios de Pardo y Suárez (1995), Pérez-Campos et al. (2008), Husker y Davis (2009), Schellart et al. (2007, 2008, 2011), Manea et al. (2013, 2017) y finalmente el estudio de Villagomez y Pindell (2020).

En la Fig. (5.12) se muestran cuatro modelos que se diferencian por el movimiento de la trinchera en la placa de Norteamérica, el ángulo de rotación de la trinchera en el Bloque Chortis y las propiedades del manto. En estos modelos es posible identificar, que a pesar de que el Bloque Chortis rote hacia el Sureste a lo largo de la trinchera surmexicana, la placa de Cocos no presenta subducción plana como consecuencia de su movimiento Fig. (5.12.A). Los modelos que se ven en las Figs. (5.12.B, 5.12.C y 5.12.D), incorporan un retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, esta condición cinemática en conjunto con un rápido avance de la placa de cabalgante, permite el desarrollo de la subducción plana a profundidades someras en la zona de subducción mexicana. A medida que la placa empieza a interactuar con el manto, empieza a mostrar modificaciones importantes sobre 660 km, como consecuencia de las condiciones de viscosidad y velocidad de flujo en el manto.

Nuestros resultados descartan subducción plana debajo de la placa de Norteamérica como consecuencia del desplazamiento del Bloque Chortis como se puede ver en la Fig. (5.12). La subducción plana se produce principalmente por el retroceso de la trinchera y el rápido avance de la placa de Norteamérica. A su vez, sin las condiciones del flujo en el manto y el salto de la viscosidad en 1000 km, la joven placa de Cocos no puede estancarse en la zona de 660 km, hundiéndose profundamente en el manto (Figs. 5.12A., 5.12B.). Por lo tanto, la placa de Cocos debajo de Norteamérica es más sensible a la propiedades del manto que en el caso donde se presenta avance de la trinchera, como se ve en la zona de subducción del Bloque Chortis. Este es un caso muy típico de las zonas de subducción con una placa joven, boyante y muy caliente; por ejemplo, la subducción de la placa Filipinas debajo de la placa Amurian con un inicio de subducción aproximadamente a los 15 Ma (Yoshioka y Matsuoka, 2013; Fukao y Obayashi, 2013, Suenaga et al., 2018).

Los resultados para la hipótesis tradicional mostraron mejor concordancia con las tomografías sísmicas de la región de estudio, cuando la trinchera en el Bloque Chortis rotaba con un ángulo de 20°. Estos modelos no incluyen grandes aceleraciones en intervalos de tiempo (Fig. 5.7), incorporan capas de viscosidad a 660 y 1000 km y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. El ángulo de rotación usado, se aproxima al valor obtenido por Molina-Garza et al. (2019) entre 45 y 13 Ma para el movimiento del Bloque Chortis.

Los modelos con un ángulo de rotación pequeño, que representan la hipótesis In Situ (Fig. 5.11), muestran una placa oceánica que puede ser comparable parcialmente con las tomografías sísmicas de la Fig. (5.6). En la zona de subducción mexicana, se obtiene una placa con subducción plana a profundidades superficiales y estancamiento sobre 660 km. Debajo de la subducción del Bloque Chortis, el ángulo de inmersión de la placa oceánica aumenta y se presenta acomodamiento de la placa de Cocos sobre 660 km. La placa oceánica no logra llegar a 1000 km de profundidad como se observa en las tomografías sísmicas. Este comportamiento sugiere mayor tiempo de evolución que los 45 Ma evaluados en este estudio o un ángulo de rotación mayor.

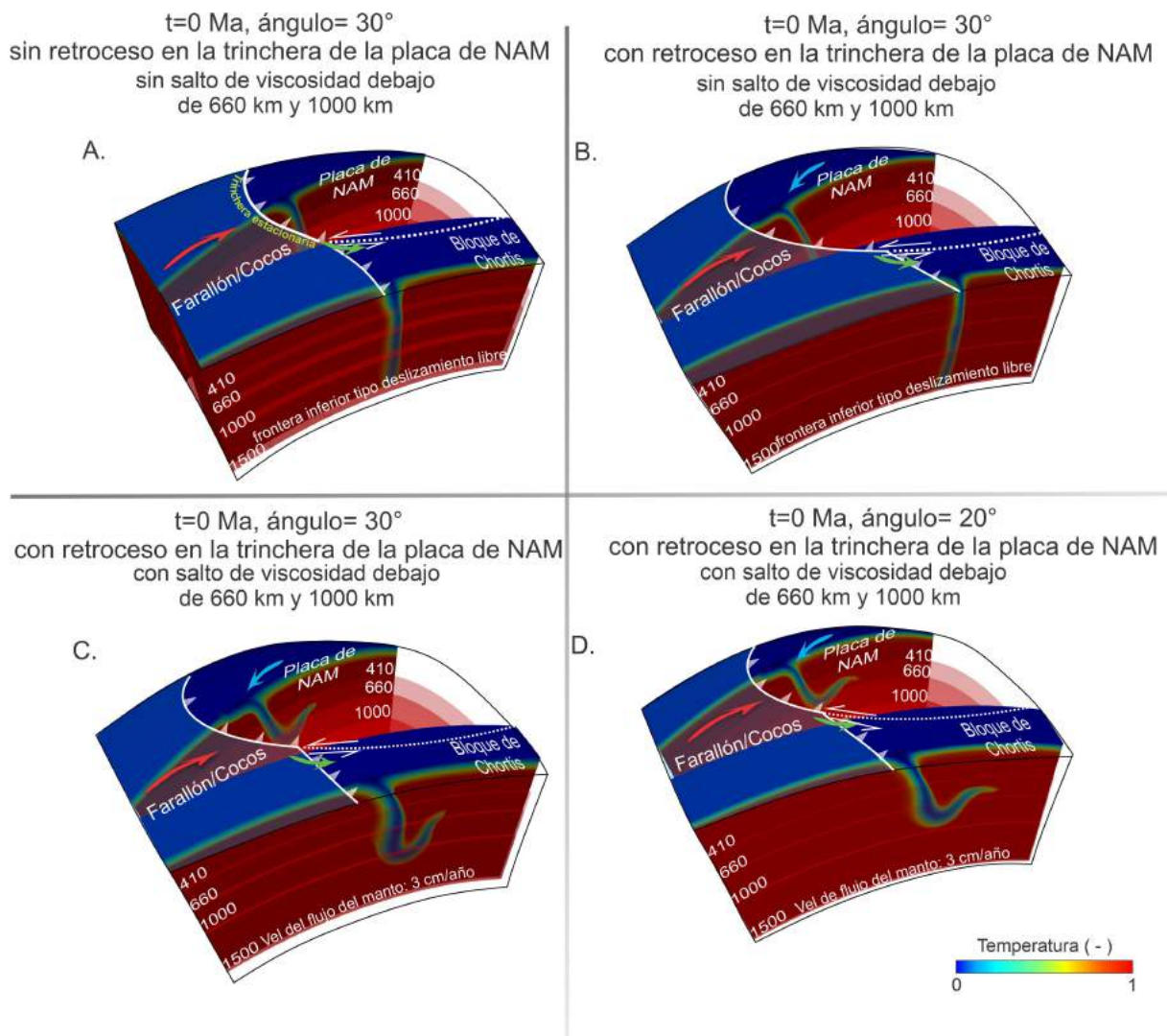


Figura 5.12: A. Perfil de temperatura en el paso 0 para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis, sin movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, sin capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior tipo deslizamiento libre . B. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° en el Bloque Chortis, con movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, sin capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior tipo deslizamiento libre. C. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 30° para el Bloque Chortis, con movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior cinemática de 3 cm/año D. Perfil de temperatura para el modelo de subducción con un ángulo de rotación de 20° para el Bloque Chortis, con movimiento de retroceso de la trinchera en la placa de Norteamérica, capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y con condición inferior cinemática de 3 cm/año.

Los resultados para la hipótesis tradicional e In Situ, arrojaron placas que podían ser comparables con imágenes de tomografías sísmicas de la región, a diferencia de la hipótesis del Pacífico propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005). Estos resultados conllevan a concluir que el Bloque Chortis si pudo provenir del Sur de México o muy cercano a esta posición tal y como lo sugieren los estudios de Roger (2003), Rogers et al. (2007), Mann et al. (2007), Pindell y Kenan (2009), Ferrari et al. (2014), Boschman et al. (2014), Molina-Garza et al. (2019) y Villagomez y Pindell (2020).

A continuación se mostrarán todos los modelos obtenidos bajo las mismas condiciones de viscosidad para el manto, pendientes de Clapeyron y velocidad de 3 cm/año para el flujo del manto.

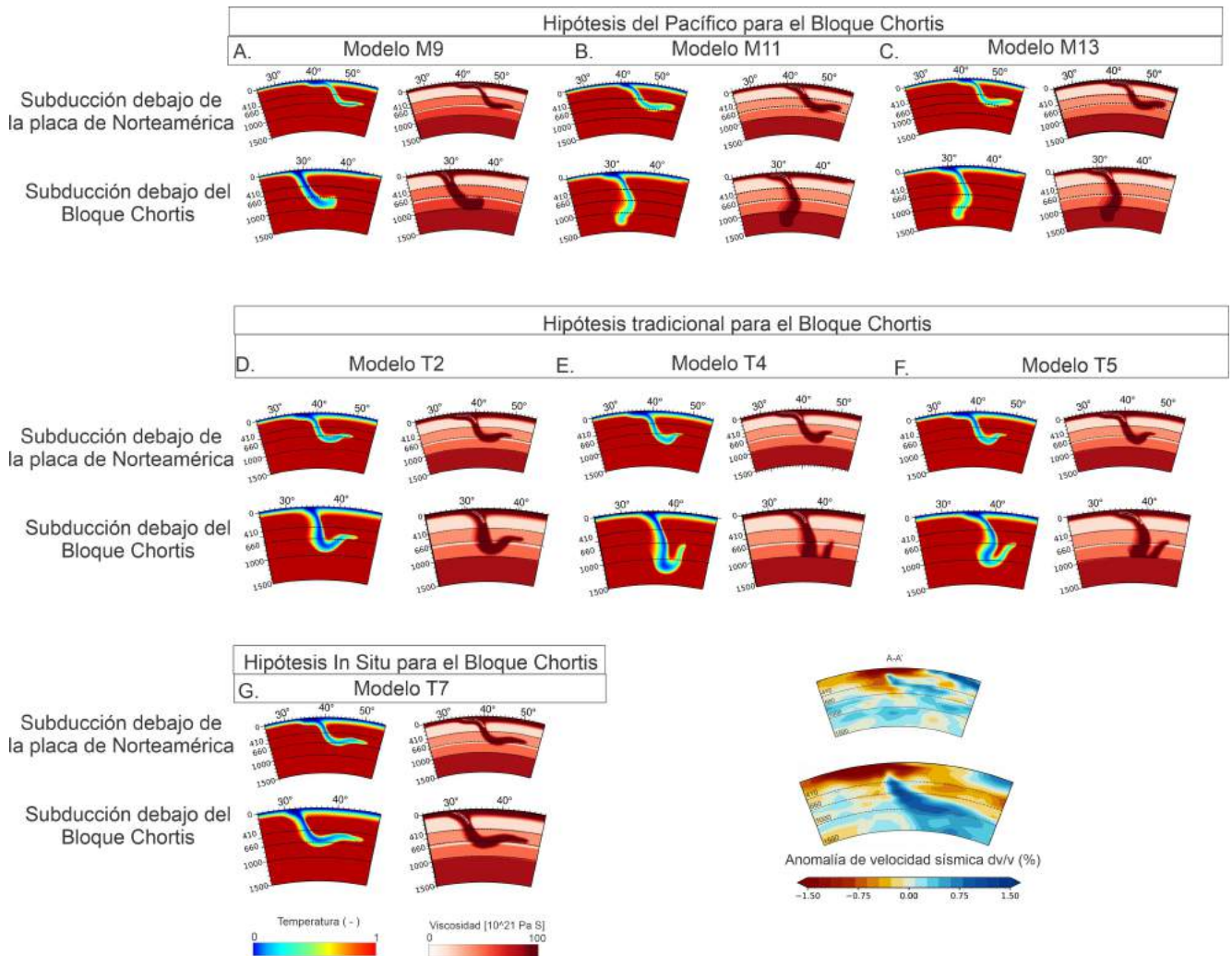


Figura 5.13: Perfil de temperatura y viscosidad para todos los modelos realizados bajo las mismas condiciones de viscosidad para el manto, pendientes de Clapeyron y una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. A. Modelo M9 Sin erosión en la zona de subducción mexicana y sin movimiento en la trinchera del Bloque Chortis. B. Modelo M11 con erosión en la zona de subducción mexicana y con movimiento en el Bloque Chortis. C. Modelo M13 sin erosión para la zona de subducción mexicana y con movimiento en el Bloque Chortis. D. Modelo T2 donde se ve placa subducida de Cocos en el tiempo 0 Ma, para una rotación constante de 20° en el Bloque Chortis sin presentar aceleraciones en intervalos de tiempo entre 45 y 17 Ma. E. Modelo T4 para una rotación de 20° en el Bloque Chortis con una aceleración en el movimiento de la trinchera entre 38 y 32 Ma. F. Modelo T5 con una rotación para el Bloque Chortis de 20° manteniendo una aceleración en el movimiento de la trinchera en el Bloque Chortis, entre 45 y 26 Ma. G. Modelo T7 con una rotación constante desde 45 hasta 13 Ma y un ángulo de rotación de 10° para el Bloque Chortis.

En la Fig. (5.13) es posible observar todos los modelos realizados bajo las mismas condiciones para el manto. En la parte superior, podemos ver tres modelos para la hipótesis del Pacífico: el modelo M9 se construye manteniendo la trinchera del Bloque Chortis sin movimiento durante 45 Ma y en este caso, sólo sufre retroceso la trinchera en la placa de Norteamérica. Este movimiento no es consistente con la apertura de la fosa de Caimán como se explicó anteriormente. El modelo M11 supone casi 200 km de erosión para la zona de subducción mexicana, el Bloque

Chortis se mueve hacia el Sureste recorriendo 1100 km de distancia, para ser consistente con el movimiento de apertura de la fosa de Caimán. Para este modelo, no se ve una subducción plana debajo de la placa de Norteamérica y se presenta una placa con un buzamiento negativo debajo de 660 km para la zona de subducción del Bloque Chortis. Este resultado no es consistente con lo que se ve en las imágenes de tomografía sísmica de la región de estudio (Fig. 5.1). En el modelo M13, se quita la intensa erosión por subducción para la placa de Norteamérica, y en este caso, se forma subducción plana debajo de la corteza mexicana. Este último resultado es más consistente con la tomografía sísmica para el centro de México; Sin embargo, debajo del Bloque Chortis, la subducción sigue manteniendo la misma forma del modelo M11.

En la centro de la Fig.(5.13), encontramos los modelos para la hipótesis tradicional T4, T5 y T7. Estos comparten el mismo ángulo de rotación de 20° para el Bloque Chortis, pero bajo diferentes tasas de aceleración a lo largo del tiempo. El modelo que muestra más consistencia con lo que se observa en la tomografía sísmica (Fig. 5.6), es el modelo T4 con un ángulo de rotación constante desde 45 hasta 17 Ma. Los modelos que incorporan aceleración en la rotación del Bloque Chortis en pequeños intervalos de tiempo, presentan concavidades muy marcadas debajo de 660 km que se alejan de lo que observa en las tomografías sísmicas de la región, como se ve en los resultados T4 y T5 .

Al final de la Fig. (5.13), se observa el modelo obtenido bajo la consideración de que el Bloque Chortis sólo sufrió poco movimiento después de 45 Ma y ocupó una posición muy cercana a la actual. Para este caso, se observa consistencia debajo de la zona de subducción mexicana con la tomografía sísmica y a su vez consistencia a superficie con la forma de la placa debajo del Bloque Chortis, a pesar de que en este caso, la placa subducida no logra pasar los 660 km de profundidad.

Los resultados anteriormente mostrados, respaldan la hipótesis de que el Bloque Chortis provino del Sur de México o de una posición muy cercana. Por el contrario, el modelo del Pacífico presentó placas subducidas que se alejan totalmente de lo que se observa en la actualidad en las tomografías sísmicas (Fig. 5.6).

Con respecto a la intensa erosión por subducción propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005), para explicar la remoción del arco faltante frente a las costas de Acapulco, se encontró que esta alta tasa de erosión impide la formación de subucción plana y el valor propuesto, no es respaldado por los estudios de Clift y Vannucchi (2004), Stern (2011) y Schellart y Rawlinson (2013) para el Sur de México. A demás, nuestros resultados muestran que la sabducción plana no es consecuencia de la rotación del Bloque Chortis hacia el Sureste. El proceso de subducción plana sucede como consecuencia de la dinámica de interacción entre la placa de Cocos, el retroceso de la trinchera en México y el avance de la placa de Norteamérica. Nuestros resultados pudieron encontrar que las propiedades del manto, juegan un papel fundamental en placas jóvenes que experimentan un retroceso de la trinchera. Esta combinación de fuerzas permiten el acomodo de las placas oceánicas en la zona de transición. Con respecto a la subducción debajo del Bloque Chortis, la dinámica de avance de la trinchera define la forma de subducción de la placa de Cocos en el manto, jugando mayor importancia que las fuerzas de resistencia que ejerce el manto sobre la placa.

5.5. Análisis del flujo del manto

Los modelos mostrados en Fig. (5.13) incorporan un flujo de manto global adicional. Este flujo con características globales es propuesto por Doglioni y Panza (2015) y más recientemente por Ficini et al. (2017). Dichos trabajos muestran que el manto superior tiene una dirección preferencial de movimiento de Oeste a Este. En nuestros modelos, incorporamos este flujo modificando la condición de límite inferior de deslizamiento libre a cinemático. Actualmente, existe mucha incertidumbre en la magnitud de la velocidad de este flujo para la zona de subducción de México y Centroamérica, por ello se realizaron todos los modelos numéricos que se mostraron en la subsección 4.13. Sin embargo, los modelos numéricos con la hipótesis tradicional sólo fueron reproducidos, suponiendo una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año; se desconoce si una velocidad de flujo mayor a este valor, modifica considerablemente la subducción de la placa oceánica en el manto, especialmente para algunos modelos que presentaban inmersión negativa debajo de 660 km. La siguiente subsección tiene como fin analizar cómo una velocidad de flujo mayor de 3 cm/año, modifica la dinámica de subducción para los modelos numéricos reproducidos bajo las condiciones cinemáticas de la hipótesis tradicional, en especial para los modelos T4 y T5.

5.5.1. Influencia de la velocidad del flujo global del manto en la hipótesis tradicional

En los modelos del Pacífico se cambiaron algunas condiciones en la dinámica del movimiento del Bloque Chortis y la erosión para la placa de Norteamérica, esto nos ayudó a entender las condiciones bajo las cuales es posible obtener placas con subducción consistente a lo que se observa en la tomografía sísmica. Pero en el caso del modelo tradicional e In Situ, sólo se abordaron las mismas condiciones para el manto que en el modelo del Pacífico, de esa manera se lograba realizar comparaciones consistentes entre los resultados. En el caso de la hipótesis tradicional, notamos que para aceleraciones en el movimiento de la trinchera para el Bloque Chortis en periodo cortos, se obtenía un buzamiento negativo por debajo de 660 km (Figs. 5.9, 5.10).

Una forma de solucionar estos buzamientos negativos por debajo de 660 km, es incorporando una velocidad de flujo del manto un poco mayor de 3 cm/año. Por ejemplo, una velocidad de flujo de 4 cm/año sigue siendo consistente con el intervalo de 1 a 10 cm/año planteado por Ficini et al. (2017), para la velocidad de flujo del manto en el Pacífico. Para ello, se retomaron los modelos T4 y T5 y se les incorporó en el dominio inferior, una velocidad cinemática de 4 cm/año. Estas reconstrucciones son importantes, porque involucran el movimiento del Bloque Chortis de acuerdo al acomodamiento de la placa del Caribe, la apertura de 1100 km registrado en la fosa de Caimán y la zona de fallamiento de Polochic-Motagua.

Se retoman los modelos numéricos realizados a partir del estudio de paleoreconstrucción de Boschman et al. (2014), con una aceleración en el movimiento del Bloque Chortis entre 38 y 32 Ma y un ángulo de rotación total de 20° en 45 Ma. Así mismo, se retoma el modelo T5 con una rotación de 20° para la trinchera del Bloque Chortis entre 45 y 13 Ma, manteniendo una aceleración en su movimiento entre 45 y 26 Ma. Los modelos incorporan capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y la velocidad de flujo del manto incrementa de 3 a 4 cm/año como se ve en la Fig. (5.14).

La Fig. (5.14) muestra los resultados obtenidos para el modelo de subducción, con las condiciones cinemáticas planteadas en Boschman et al. (2014), un ángulo de rotación total de 20°

y una aceleración en el movimiento del Bloque Chortis entre 38 y 32 Ma. En esta reproducción numérica, la condición de frontera cinemática inferior incrementa a 4 cm/año. Bajo esta velocidad de flujo del manto, se logra obtener una subducción debajo del Bloque Chortis, que es más consistente con lo observado en la tomografía sísmica para la zona de subducción centroamericana (Fig. 5.6). La velocidad de 4 cm/año aún entra en el intervalo de velocidad de flujo del manto planteada en el estudio de Ficini et al. (2017) para la región del Pacífico, por lo tanto, nuestro valor aún sigue siendo respaldado por este estudio.

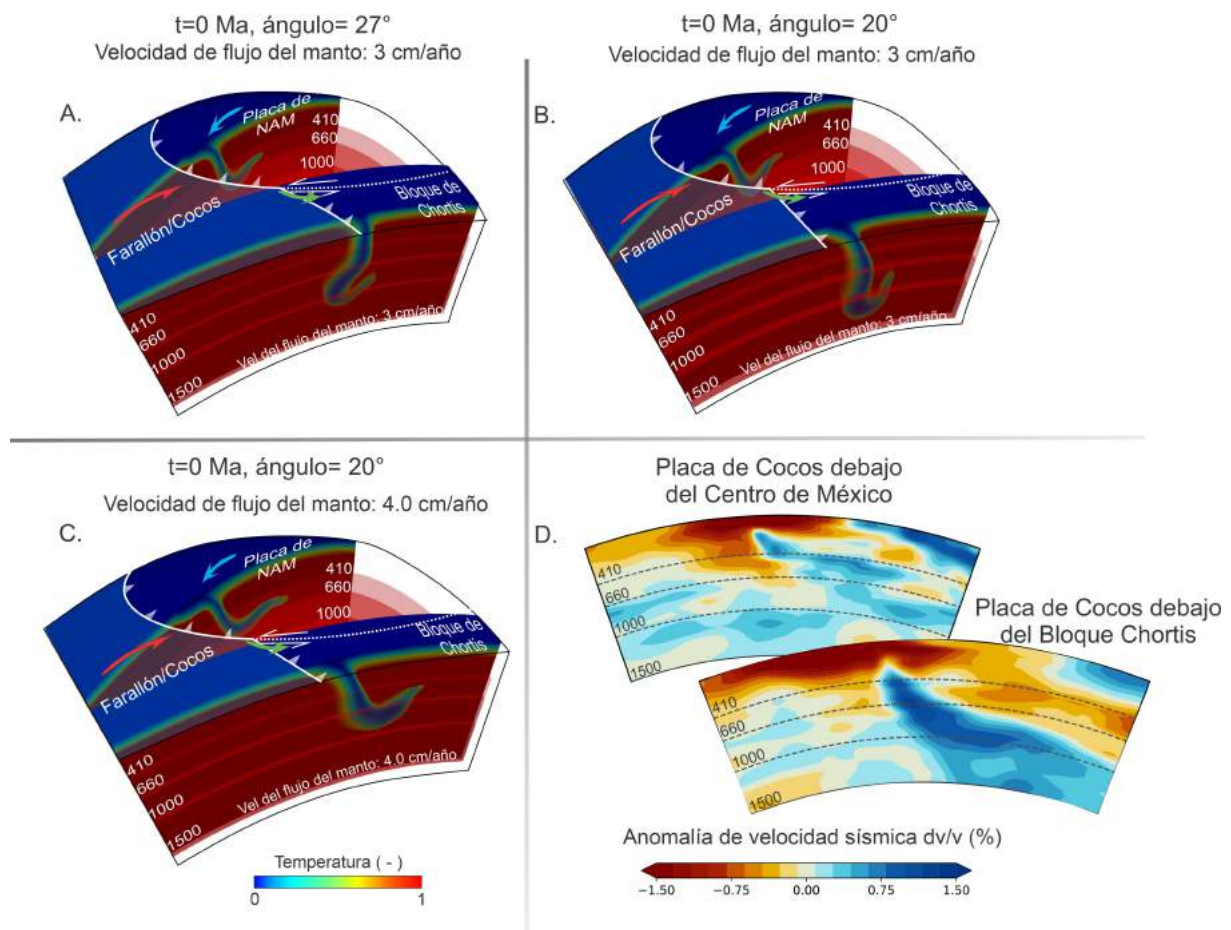


Figura 5.14: Comparación entre el perfil de temperatura obtenido para el Modelo T4. A. Con una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. B. Una velocidad de flujo del manto de 4 cm/año. C. perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y C-C' como se muestra en la Fig. (5.6).

Se construye nuevamente el modelo T5 con una aceleración en el movimiento del Bloque Chortis entre 45 y 26 Ma y al igual que el modelo T4, se le incorpora una velocidad de flujo del manto de 4 cm/año en el dominio inferior, como se en la Fig. (5.15). Los resultados de la Fig. (5.15) muestran una placa subducida debajo del Bloque Chortis con una morfología que puede ser comparada con la tomografía sísmica de la región (Fig. 5.6). Al igual que para el modelo T4, los resultados mejoran cuando se incorporan una velocidad de flujo mayor de 3 cm/año. Estas reconstrucciones son importantes, ya que describen en detalle el movimiento del Bloque Chortis en conjunto con el movimiento registrado en la fallas Polochic-Motagua y la apertura de la fosa de Caimán.

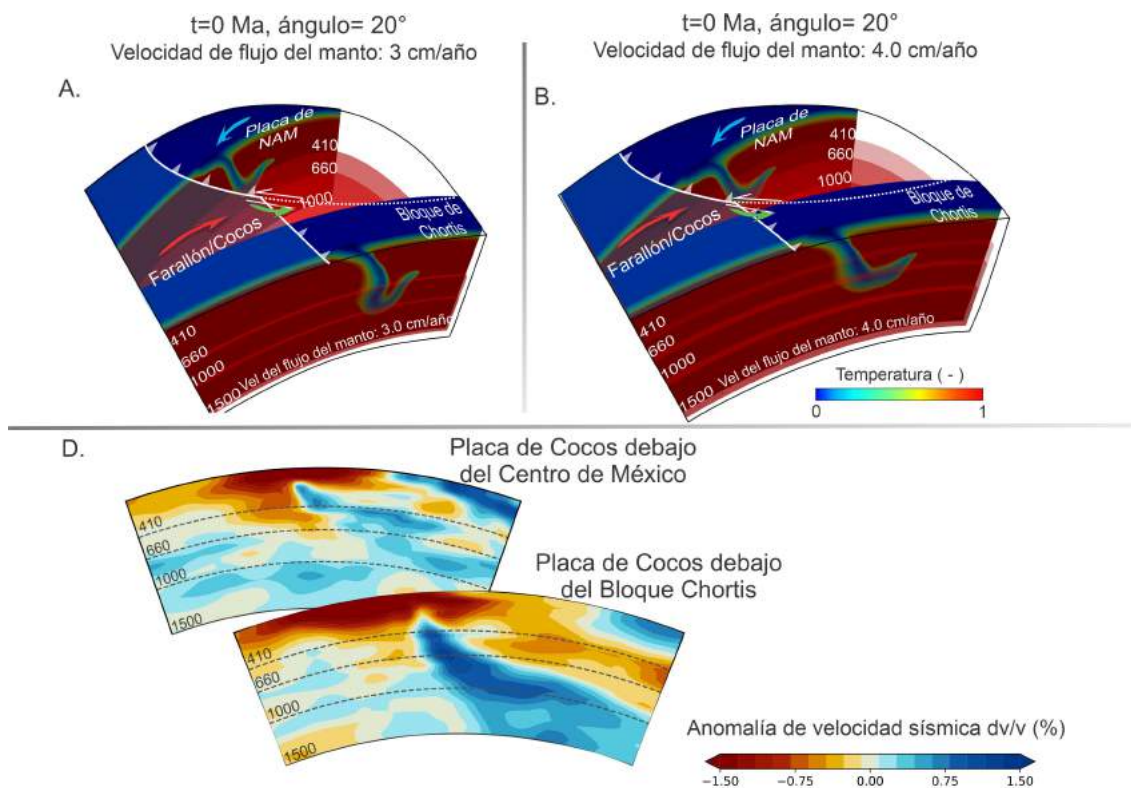


Figura 5.15: Comparación entre el perfil de temperatura obtenido para el modelo T5. A. Con una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. B. Una velocidad de flujo del manto de 4 cm/año. C. perfiles de tomografía sísmica del modelo de onda P global GAP_P4 (Obayashi et al., 2013). Los perfiles se toman a lo largo de las secciones A-A' y C-C' como se muestra en la Fig. (5.6)

El trabajo de Molina-Garza et al. (2019) expone que la reconstrucción del modelo de Boschman et al. (2014), posee problemas en el movimiento y la posición del Bloque Chortis antes de 50 Ma. La reconstrucción de Boschman et al. (2014), no es consistente con el movimiento entre la parte Oriental del Bloque Chortis y la elevación del Norte de Nicaragua, en el Cretácico Superior. Sin embargo, nuestros modelos evolucionan después de 45 Ma, suponiendo una forma inicial de la placa subducida y sin tener en cuenta la interacción de la placa Farallón y el Bloque Chortis antes de este tiempo. De esta manera, las rotaciones que son importantes en nuestro estudio, son aquellas que involucran el movimiento del Bloque Chortis después de los 45 Ma. Este tiempo de modelado fue suficiente para capturar características importantes en la placa, cuando interactuaba con el manto y el movimiento de las trincheras.

El trabajo de Boschman et al. (2014), plantea una rotación de 32° para el Bloque Chortis después de los 50 Ma y Molina Garza et al. (2019), plantean una rotación de 25° después de los 40 Ma, manteniendo una aceleración del movimiento del Bloque Chortis entre 45 y 32 Ma y reduciendo su movimiento hasta los 13 Ma. Este movimiento es consistente con el registro de las anomalías magnéticas registradas en la apertura de la fosa de Caimán y el movimiento de las fallas Polochic-Motagua. Sin embargo, nuestros resultados muestran concordancia con tomografías sísmicas de la región, especialmente para aquellos modelos numéricos reproducidos con rotaciones menores de 25° .

Las rotaciones mayores de 27° generan placas debajo de la corteza continental de Chortis, con buzamiento negativo debajo de 660 km. Una solución viable sería incrementar la velocidad

de flujo del manto al igual que se muestra en la Figs. (5.14 y 5.15) y determinar si se obtiene una placa de Cocos consistente con lo que se observa en la tomografía sísmica (Fig. 5.6). Para este caso, es necesario incrementar la velocidad de flujo del manto mayor de 4 cm/año; sin embargo, se desconoce si la placa de Farallón/Cocos es capaz de inducir velocidades tan altas en el flujo del manto. Por lo tanto, se deja como tema de investigación, analizar si el flujo del manto para la zona de subducción mexicana y centroamericana posee una magnitud alta o pequeña en comparación con el rango de 3 a 4 cm/año usado en este estudio.

La segunda solución para evitar el buzamiento negativo debajo de 660 km, sin incrementar la velocidad en el flujo del manto, es mantener constante la tasa de movimiento del Bloque Chortis entre 45 y 17 Ma, sin tener en cuenta la aceleración del movimiento del Bloque Chortis entre 45 y 32 Ma, así como se ve en la Fig. (5.7). Esta rotación genera placas que pueden ser más consistentes con la tomografía sísmica debajo del Bloque Chortis; sin embargo, no toma en cuenta el movimiento del Bloque Chortis con respecto a la apertura de la fosa de Caimán.

Reducir el ángulo de rotación para el Bloque Chortis por debajo de 20°, manteniendo relativamente constante el movimiento de rotación de la trinchera del Bloque Chortis también podría ser una opción. Sin embargo, esto ubicaría al Bloque Chortis en una posición más al Sur a los 45 Ma, lo cual no sería consistente con las reconstrucciones de Rogers et al. (2007), Boschman et al. (2014) y Molina-Garza (2019) y llegaríamos de nuevo al modelo In Situ, el cual no es consistente con la apertura de la fosa de Caimán.

Una rotación de 20° con aceleración en la rotación del Bloque Chortis entre 45 y 26 Ma y una velocidad de flujo del manto entre 3 y 4 cm/año, genera modelos consistentes con la tomografía sísmica debajo del Bloque Chortis (Fig. 5.6). Sin embargo, el ángulo de rotación obtenido es menor al planteado en Boschman et al. (2014) y Molina-Garza et al. (2019). Si el ángulo de rotación incrementa, se debe compensar el buzamiento negativo por debajo de 660 km con una mayor velocidad de flujo del manto.

Con respecto a la subducción debajo de la placa de Norteamérica, en todos los modelos numéricos se pudo encontrar, que la subducción plana en el centro de México se produce principalmente por la combinación del retroceso de la trinchera y el avance de la placa de Norteamérica. Sin estas dos condiciones, no es posible generar subducción plana, a pesar de que el Bloque Chortis rote hacia el Sureste. Esto es consistente con el estudio termocronológico de Villagomez y Pindell (2020), donde se propone que el movimiento del Bloque Chortis no es el causante de la subducción plana para la corteza oceánica de Cocos, debajo del centro de México. La placa de Cocos además de presentar subducción plana debajo de la placa de Norteamérica, presenta un estancamiento a 660 km, lo cual es una característica de una placa joven y boyante sensible a las fuerzas de resistencia verticales, causadas por la transición de fase endotérmica a 660 km, la viscosidad del manto y la velocidad de flujo de este.

Estudios como los de Manea y Gerya (2006), sugieren que los cambios de buzamiento de las placas subducidas está fuertemente relacionado con los cambios de viscosidad presentes en la cuña del manto. Por ejemplo, la subducción plana de la placa de Cocos, debajo del centro de México es ayudada por una disminución de la viscosidad en la cuña del manto. Nuestros modelos numéricos incorporan para la cuña del manto, el mínimo valor propuesto por Manea y Gerya (2006), con un viscosidad de 0.1×10^{21} Pas (Figs. 3.11 y 3.12). Este valor se mantuvo constante para todos los modelos numéricos; sin embargo, no se obtuvo subducción plana para aquellos que no incorporan el retrocesos de la trinchera junto con un avance de la placa cabalgante.

Igualmente, tampoco se obtuvo subducción plana para aquellas simulaciones numéricas que involucraban una alta erosión por subducción. Manea y Gerya (2006) muestran que los modelos numéricos que mejor desarrollan una subducción plana son aquellos que vienen acompañados por un retroceso de la trinchera, lo cual es consistente con nuestros resultados.

La transición endotérmica a 660 km en una placa joven y boyante, se produce a una presión diferente al manto circundante, por lo tanto, genera que la placa sea localmente flotante con respecto al manto. Los cambios de la viscosidad en el manto producido por esta transición de fase, también genera como consecuencia retraso del hundimiento del material por debajo de 660 km. Estudios como los de Christensen (1996), Fukao et al. (2001), Fukao y Obayashi et al. (2003) y Goes et al. (2017), muestran que el retroceso de la trinchera ayuda al estancamiento de las placas sobre este límite y trabajos como los de Peng et al. (2021a, 2021b) sustentan que corrientes de manto generado por gradientes laterales de presión dinámica, ayudan al acomodo de la placa en la zona de transición.

En el caso de la placa Cocos en el centro de México, tenemos una placa joven y boyante que se resiste al hundimiento en el manto inferior. La dinámica de la placa está acompañada por el retroceso de la trinchera, saltos de viscosidad por debajo de 660 km y un flujo del manto, que crea cambios de esfuerzo en dirección horizontal de la placa y genera el estancamiento de esta sobre 660 km. Sin estas condiciones, la placa se hunde verticalmente en el manto sin dificultad alguna, como se observa en los modelos M1, T1 y T6. Este resultado es inconsistente con lo que se observa en la imagen de tomografía sísmica para el centro de México (Fukao y Obayashi, 2013; Obayashi et al., 2013). Los modelos obtenidos numéricamente para la zona de subducción mexicana bajo los mecanismos ya mencionados, son coherentes con lo que se expone en estudios tales como Torii y Yoshioka (2007), Schellart (2008), Schellart (2010), Goes et al. (2010), Kusky et al. (2014), Doglioni y Panza (2015), Goes et al. (2017) y Ficini et al. (2017, 2019) para placas jóvenes y boyantes cuando interactúan con la transición de fase de 660 km y presentan retroceso de la trinchera.

En el caso de la subducción debajo de Centroamérica, en las imágenes de tomografía sísmica (Fig. 5.6) se identifica una placa que se hunde por debajo de 660 km sin dificultad alguna y se acomoda horizontalmente sobre 1000 km. En los estudios de Christensen (1996), Goes et al. (2017), Ficini et al. (2017, 2019) y Yoshida (2017), se pueden observar modelos numéricos obtenidos para placas subducidas que experimentan un avance de la trinchera. Bajo esta dinámica de subducción, las placas no poseen dificultad para hundirse profundamente en el manto y son menos sensibles a la transición de fase de 660 km y saltos de viscosidad. Estudios como los de Cizcova et al. (2002) mostraron que las fuerzas de resistencia sobre las placas en la zona de transición, no juegan un papel tan importante como la interacción de la placa subducida con la trinchera, que al final es la que determinará inicialmente cómo la placa inicia a hundirse en el manto (Zelst et al., 2018; Brizzi et al., 2021). Nuestros resultados mostraron que la placa de Cocos debajo del Bloque Chortis, es más sensible al movimiento de avance de la trinchera que a las propiedades del manto, por ello, se lograban obtener placas numéricas que ante un rápido avance en la trinchera, tomaban inmersión negativa debajo de 660 km, independientemente de las capas de viscosidad presentes y la magnitud de la velocidad de flujo del manto.

El avance y el traslado de la trinchera del Bloque Chortis, genera como consecuencia la formación de una nueva trinchera en el Sur de México y a medida que la placa de Cocos se acomoda debajo de la placa de Norteamérica, el vulcanismo empieza a desaparecer de las costas y migra hacia el interior del país, producto de la horizontalización de la placa de Cocos en el

centro de México. (Ferrari et al., 2014; Villagomez y Pindell, 2020). Sin embargo, el estudio de Keppie y Morán-Zenteno (2005) respaldan que la desaparición del vulcanismo en las costas de Oaxaca, se debe principalmente a la intensa erosión por subducción. Nuestros resultados mostraron que la intensa erosión no es un mecanismo viable y los modelos numéricos son más acorde con la proveniencia del Bloque Chortis cercano al Sur de México.

Sin embargo, al comparar los resultados de las placas subducidas debajo de 660 km con tomografía sísmica, se identifica que los modelos numéricos no lograron alcanzar los 1000 km de profundidad. Estos resultados sugieren que la rotación del Bloque Chortis, se llevó a cabo antes de 45 Ma como se muestra en los trabajos de Gose y Swartz (1977), Pindell y Dewey (1982), Gose (1985), Rosencrantz et al. (1988), Pindell y Barrett (1990), Sedlock et al. (1993), Mann (1999), Dickinson y Lawton (2001), Rogers (2003), Pindell et al. (2006), Mann et al. (2007), Rogers et al. (2007), Pindell y Kenan (2009), Boschman et al. (2014), Ferrari et al. (2014), Molina-Garza et al. (2019) y Villagoméz y Pindell (2020). Por ello, evolucionar los modelos en un periodo mayor de 45 Ma, debe ser un trabajo futuro.

Para este estudio se logró demostrar que los ángulos de rotación no pueden ser muy grandes después de 45 Ma. Se lograron obtener mejores morfologías de la placa cuando los ángulos de rotación de la trinchera del Bloque Chortis no sobrepasaban los 20° , con tasas de movimiento relativamente constantes en el tiempo. Cuando se incorporaba aceleración del Bloque Chortis en un periodo pequeño, se debía incrementar la velocidad de flujo del manto como se vio en los resultados mostrados en esta sección. De esta manera, la subducción podía ser más comparable con la tomografía sísmica de la región; sin embargo, nuestros modelos numéricos no esperaban una aproximación exacta sino, que nuestros resultados pudieran brindar un entendimiento del comportamiento de la placa subducida ante las diferentes dinámicas de las placas y el manto.

A continuación, se realizará un análisis de la dirección del flujo del manto para el modelo M13 de la hipótesis del Pacífico, el modelo T2 de la hipótesis tradicional y el modelo T7 de la hipótesis In Situ. Estos tres modelos comparten la misma velocidad de flujo del manto y comparten las mismas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km.

5.5.2. Análisis del flujo del manto para la hipótesis del Pacífico

Los resultados mostrados en la Fig. (4.9) fueron más coherentes con una velocidad de flujo del manto de ~ 3 cm/año, los cuales generaron una subducción debajo de la placa de Norteamérica, que es más cercana a lo observado en la tomografía sísmica (Fig. 5.1). Sin embargo, la subducción debajo de la placa del Caribe, toma una forma de que se aleja de las observaciones de la placa de Cocos en la tomografía sísmica. Antes estas dos dinámicas de subducción, se desea analizar cómo es el comportamiento del flujo del manto.

Se realiza un análisis de anisotropía sísmica, cuyo resultado de la Fig (4.9.B.) muestra un patrón de movimiento del manto superior que es consistente con diferentes estudios (Leon Soto y Valenzuela, 2013; van Benthem et al., 2013; Leon Soto y Valenzuela, 2013; Faccenda, 2014; Bernal-López et al., 2014; 2015; Lynner y Long, 2014; Bernal-López, 2015; Stubailo, 2015, Castellanos et al., 2018, Husker et al., 2022). Hacia la zona de subducción mexicana, se observa la subducción plana a pocas profundidades y en la zona de transición, la anisotropía de la onda de corte del manto, muestra direcciones de polarización rápidas orientadas aproximadamente en la dirección perpendicular al TMA (Trinchera Mesoamericana).

Con respecto al comportamiento del manto en la región de Centroamérica, Horne et al. (1974) muestran la existencia de un flujo paralelo a la trinchera, en el manto superior debajo de Costa Rica y Nicaragua, de manera similar a otras regiones donde la trinchera está avanzando (Hall et al., 2000; Smith et al., 2001). Nuestras simulaciones numéricas, muestran este mismo tipo de flujo que en los estudios ya nombrados: un flujo paralelo a la trinchera debajo del Bloque Chortis y un flujo perpendicular debajo de la placa de Norteamérica (5.16). La reproducción del movimiento planteado por el modelo del Pacífico, muestra debajo del Bloque Chortis, una placa que es inconsistente con lo que se observa en la tomografía sísmica. Sin embargo, el estudio del flujo del manto, arrojó resultados que son coherentes con muchos otros estudios de anisotropía sísmica de la región; de aquí se sugiere un replanteamiento del movimiento de la trinchera propuesto para el Bloque Chortis.

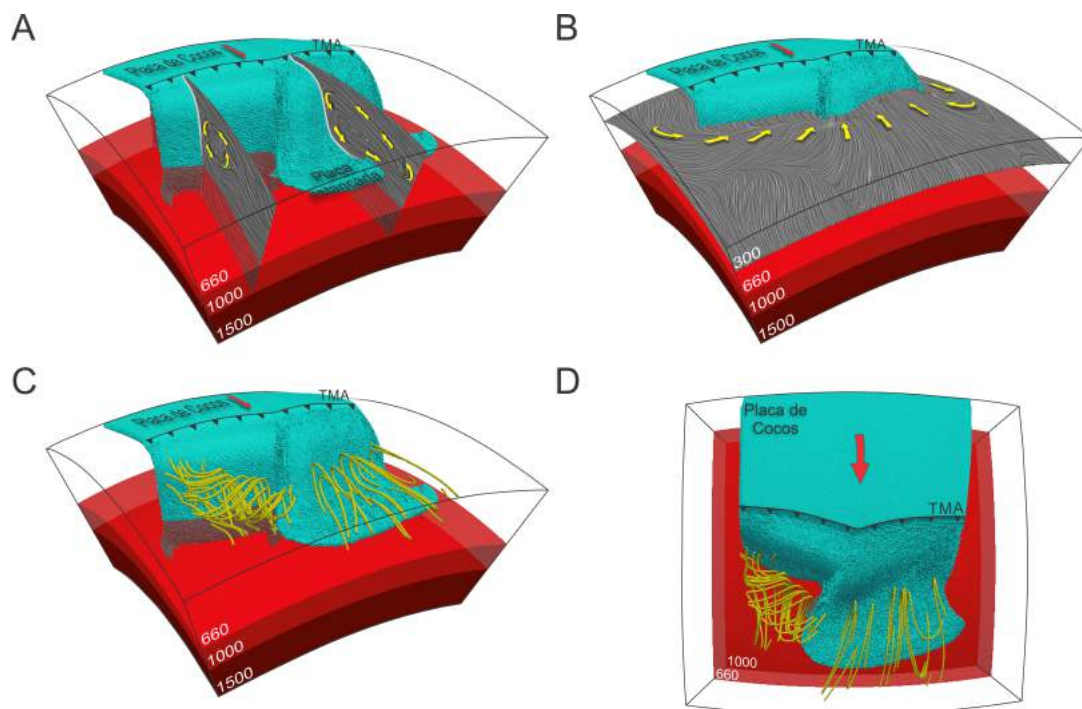


Figura 5.16: Vistas instantáneas en 3D del modelo M13. A. La placa de Cocos se muestran utilizando varios millones de trazadores de partículas (de color azul claro). Las dos secciones transversales verticales representan líneas de corriente. La flecha roja ilustra el movimiento de la placa Cocos. Las flechas amarillas representan el flujo del manto superior. Las superficies semitransparentes de tonos rojos en la parte inferior de la región de interés muestran la ubicación de la zona de transición y la parte superior del manto inferior. TMA = Trincheras Mesoamericana. B. Al igual que A., el corte esférico 2D horizontal (ubicado a 300 km de profundidad) también representa líneas de corriente. Observe el patrón de flujo perpendicular de la trinchera, en la región donde la placa se estanca sobre la zona de transición. Hacia el sur, debajo del Bloque Chortis, el patrón de flujo se vuelve paralelo a la trinchera. C. Flujo de cuña de manto 3D mostrado como curvas amarillas (tubos). D. Vista superior de la vista del modelo que se muestra en C. (Tomada Moreno y Manea, 2021).

5.5.3. Análisis del flujo del manto para la hipótesis tradicional

Para el modelo T2, con una rotación de 20° en la trinchera del Bloque Chortis, una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año y un movimiento constante de la trinchera en el Bloque Chortis desde 45 hasta 17 Ma, se hace un análisis de anisotropía sísmica (Fig. 5.8). Nuestros resultados permiten observar flujos poloidales que son perpendiculares a la trinchera en la zona de subducción mexicana. Este flujo poloidal debajo de la placa de Norteamérica es predominante y llega

hasta la zona de estancamiento de 660 km. En el trabajo de Schellart y Strak (2021) es posible ver como estos flujos poloidales dan información de las fuerzas de succión que se originan en la cuña del manto. Una alta fuerza de succión puede estar relacionada con una presión negativa, que se genera por la expulsión del manto de la cuña y una insuficiente corriente de flujo hacia esta misma, ayudando a reducir el ángulo de buzamiento de la placa subducida y fomentando la formación de subducción plana (Manea et al., 2012; Ma y Clayton, 2015).

A medida que visualizamos hacia el sur, debajo del punto triple entre las placas de Norteamérica, Cocos y Caribe, es posible identificar dos flujos poloidales: uno que se forma en la zona de estancamiento por debajo de 660 km y otro más cercano a la trinchera. Debajo del Bloque Chortis se puede encontrar un flujo paralelo a la trinchera que obedece a el avance de esta y la interacción con el manto inferior.

hacia la superficie debajo de la placa de Norteamérica, no hay mucha diferencia con el análisis realizado para el modelo del Pacífico (Fig. 5.16), donde la onda de corte del manto muestra direcciones de polarización orientadas en la dirección perpendicular a la trinchera Mesoamericana (Van Benthem et al., 2013; Leon Soto y Valenzuela, 2013; Faccenda, 2014; Bernal-López et al., 2014; 2015; Lynner y Long, 2014; Bernal-López, 2015; Stubailo, 2015, Castellanos et al., 2018; Husker et al., 2022). En los estudios de Zhu et al. (2020) y Chen et al. (2021), se muestra debajo de la zona de subducción mexicana, una dirección del flujo que es perpendicular a la trinchera; dicho comportamiento se extiende por debajo del punto triple entre las placas Cocos-Norteamérica y Caribe. Finalmente, debajo del Bloque Chortis, se muestra un flujo paralelo a la trinchera, que está relacionado con su movimiento de avance (Horne et al., 1974, Hall et al., 2000; Smith et al., 2001). Nuestro análisis de flujo del manto, en la zona de subducción mexicana y centroamericana coincide con los resultados mostrados en Zhu et al. (2020) y Chen et al. (2021).

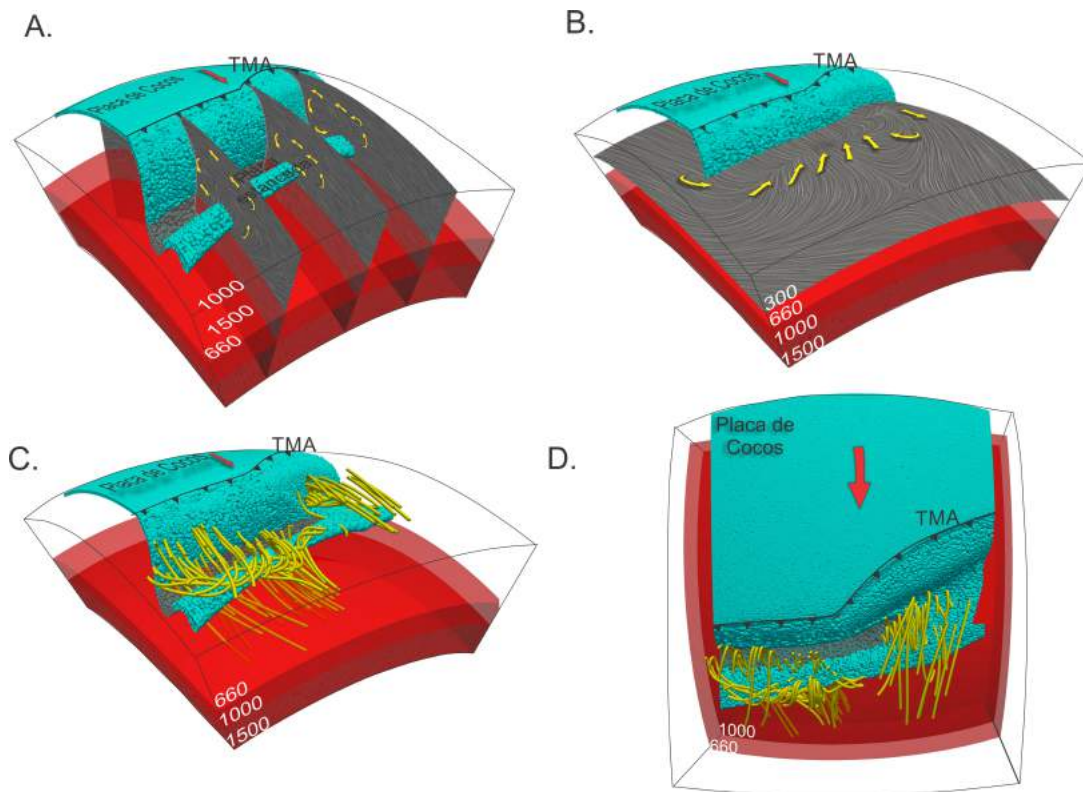


Figura 5.17: Vistas instantáneas en 3D del modelo para una rotación constante de 20° . A. La placa de Cocos se muestran utilizando varios millones de trazadores de partículas (de color azul claro). Las dos secciones transversales verticales representan líneas de corriente. La flecha roja ilustra el movimiento de la placa Cocos. Las flechas amarillas representan el flujo del manto superior. Las superficies semitransparentes de tonos rojos en la parte inferior de la región de interés muestran la ubicación de la zona de transición y la parte superior del manto inferior. TMA = Trinchera Mesoamericana. B. Al igual que A., el corte esférico 2D horizontal (ubicado a 300 km de profundidad) también representa líneas de corriente. Observe el patrón de flujo perpendicular de la trinchera en la región donde la placa se estanca en la zona de transición. En el punto triple el flujo mantiene el patrón que se presentaba debajo de la placa de Norteamérica y más hacia el sur, debajo del Bloque Chortis el patrón de flujo toma un comportamiento algo diferente y no tiene una dirección totalmente perpendicular a la trinchera. C. Flujo de cuña de manto 3D mostrado como curvas amarillas (tubos). D. Vista superior de la vista del modelo que se muestra en C.

5.5.4. Análisis del flujo del manto para la hipótesis In Situ

En esta sección se analiza el comportamiento del flujo del manto para el modelo In Situ, con una velocidad de flujo del manto de 3 cm/año. El modelo mostrado en la Fig. (5.18), muestra flujos poloidales perpendiculares a la trinchera tanto debajo de la placa de Norteamérica como debajo del Bloque Chortis. El flujo no sufre grandes cambios a lo largo de la trinchera Mesoamericana y tampoco se identifican flujos paralelos debajo del Bloque Chortis, que se originan en zonas de subducción donde ocurre avance de la trinchera. La ausencia de esta dirección del flujo del manto está relacionado con el poco movimiento de avance de la trinchera, dicho movimiento no alcanza a inducir grandes cambios en el flujo del manto.

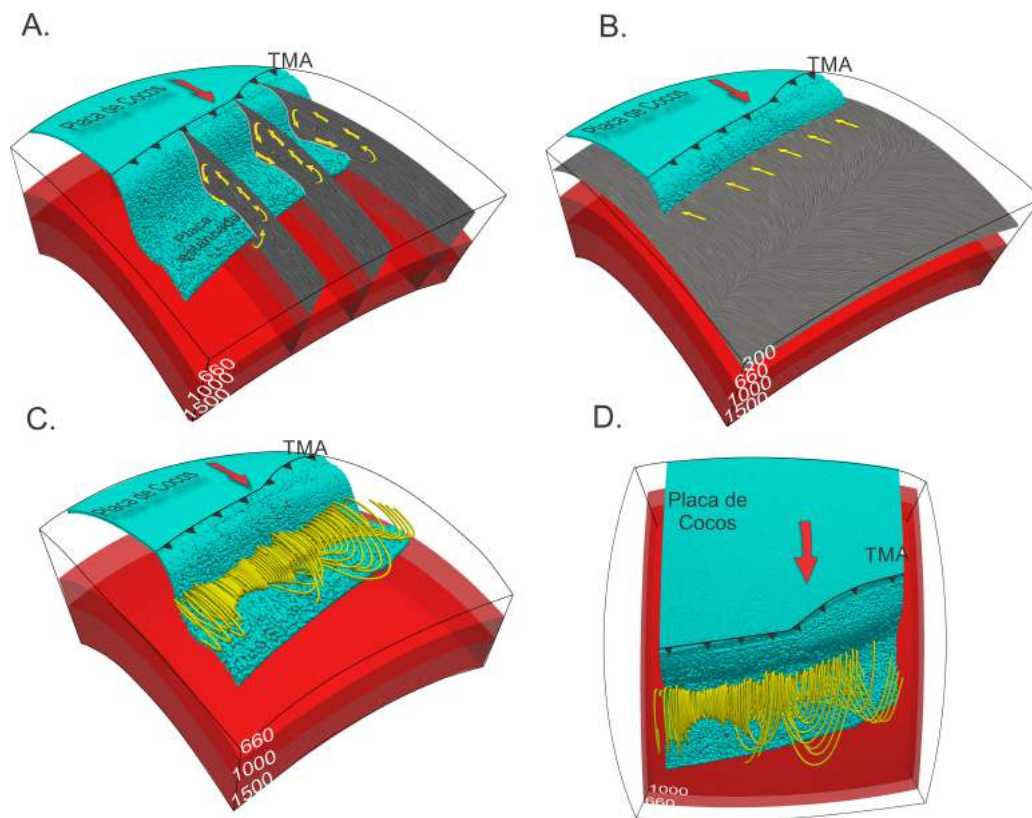


Figura 5.18: Vistas instantáneas en 3D del modelo para una rotación constante de 10° . A) La placa de Cocos se muestran utilizando varios millones de trazadores de partículas (de color azul claro). Las dos secciones transversales verticales representan líneas de corriente. La flecha roja ilustra el movimiento de la placa Cocos. Las flechas amarillas representan el flujo del manto superior. Las superficies semitransparentes de tonos rojos en la parte inferior de la región de interés muestran la ubicación de la zona de transición y la parte superior del manto inferior. TMA - Trinchera Mesoamericana. B) Al igual que A), el corte esférico 2D horizontal (ubicado a 300 km de profundidad) también representa líneas de corriente. Observe el patrón de flujo perpendicular de la trinchera en la región donde la placa se estanca en la zona de transición. En el punto triple el flujo mantiene el patrón que se presentaba debajo de la placa de Norteamérica y más hacia el sur, debajo del Bloque Chortis el patrón de flujo toma un comportamiento algo diferente y no tiene una dirección totalmente perpendicular a la trinchera. C) Flujo de cuña de manto 3D mostrado como curvas amarillas (tubos). D) Vista superior de la vista del modelo que se muestra en C).

En el modelo (Fig. 5.17) se observan flujos poloidales a 660 km producto de la interacción de la placa subducida con el manto inferior, cuando la trinchera se encontraba en avance. En el modelo In Situ no se logran identificar este tipo de flujos, debido a que quizás esté relacionado con el estancamiento de la placa a 660 km.

El modelo mostrado en la Fig. (5.18) es coherente con el flujo del manto perpendicular a la trinchera debajo del punto triple y debajo de la placa de Norteamérica, estudiado por Van Benthem et al. (2013), Leon Soto y Valenzuela (2013), Faccenda (2014), Bernal-López et al. (2014, 2015), Lynner y Long (2014), Bernal-López (2015) y Stubailo (2015). Sin embargo, debajo de la corteza continental del Bloque Chortis, no se muestran flujos paralelos a la trinchera. Los resultados de flujo del manto de esta subsección, muestran que la rotación para el Bloque Chortis debió ser mayor de 10° , para que su movimiento pudiera inducir flujos paralelos a la trinchera, como se ve en los estudios de Zhu et al. (2020) y Chen et al. (2021).

5.6. Evolución del vulcanismo para el modelo tradicional

Con anterioridad se ha mostrado que la hipótesis del Pacífico presenta problemas en las formas de sus placas cuando se incorpora la intensa erosión y el movimiento del Bloque Chortis desde el Pacífico. El modelo In Situ, a pesar de mostrar una placa con inmersión en el manto superior, consistente con lo que se observa en la tomografía sísmica debajo del Bloque Chortis, la placa de Cocos no logra pasar el límite de 660 km. Esto sugiere mayor tiempo de evolución numérica y por lo tanto, un mayor ángulo de rotación. Debido a estas problemáticas, se elige el modelo tradicional, con un ángulo de 20° (modelo T2) para hacer el análisis del desplazamiento del vulcanismo en el Sur de México y el Bloque Chortis. En la Fig. (5.19) es posible observar cómo evoluciona el vulcanismo a medida que se mueve la placa de Norteamérica hacia el Suroeste y la trinchera del Bloque Chortis rota hacia el Sureste con un ángulo de 20° .

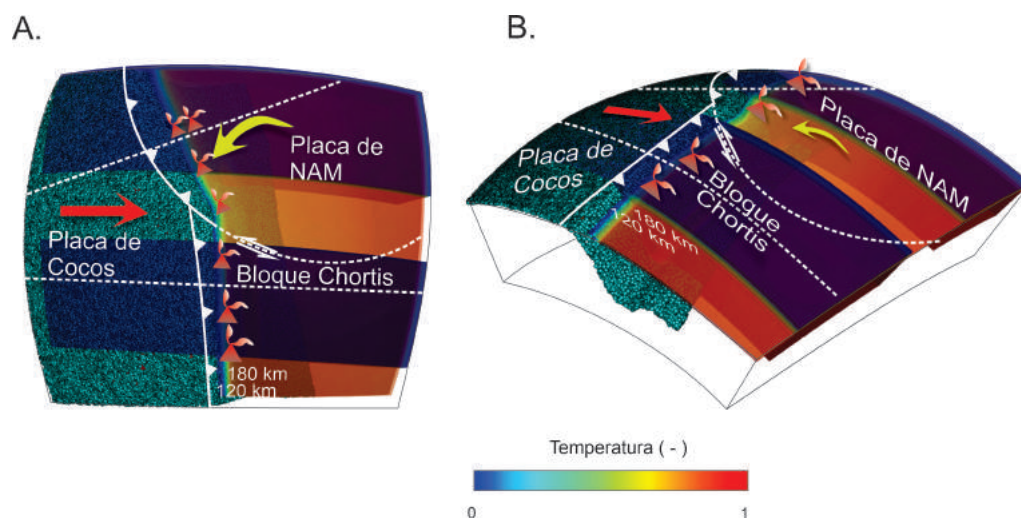


Figura 5.19: Distribución del vulcanismo para 0 Ma y el modelo T2 con una rotación de 20° . Esta evolución se logra para 45 Ma y una rotación sin aceleraciones en la trinchera del Bloque Chortis.

La trinchera en el Bloque Chortis se mueve con velocidad constante desde 45 a 17 Ma y el movimiento se reduce considerablemente después de 17 hasta 13 Ma. Después de los 13 Ma, la trinchera para el Bloque Chortis no se mueve y sólo la placa de Norteamérica se desplaza hacia el Suroeste, mientras su trinchera está en retroceso con una tasa de 1.5 cm/año.

Para identificar el cambio del vulcanismo, se utilizan trazadores que se encuentran entre los 120 y 180 km de profundidad, estos son proyectados a superficie para obtener el punto a partir del cual inicia el arco volcánico en la superficie. En el caso del centro de México, la posición del vulcanismo inicia en el centro del país, producto de la subducción plana. Mientras que en el Bloque Chortis, el arco volcánico está más cerca de la trinchera, producto de un ángulo de inmersión alto de la placa Cocos debajo de Centroamérica.

A medida que la trinchera de la zona de subducción del Bloque Chortis rota y se traslada; el vulcanismo acompaña este movimiento sufriendo su traslado en la misma dirección de la trinchera en el Bloque Chortis (Fig. 5.20). Hacia la zona de subducción de la placa de Norteamérica, el vulcanismo cerca de la trinchera empieza a desaparecer y se desplaza hacia el interior de México, producto de la subducción plana que se origina por el avance de la placa de Norteamérica y retroceso de la trinchera. La subducción plana de la placa Cocos aparece de

manera muy clara a los 13 Ma y forma la Faja volcánica Transmexicana como se muestra en los trabajos de Manea et al. (2013) y Ferrari et al. (2012, 2014).

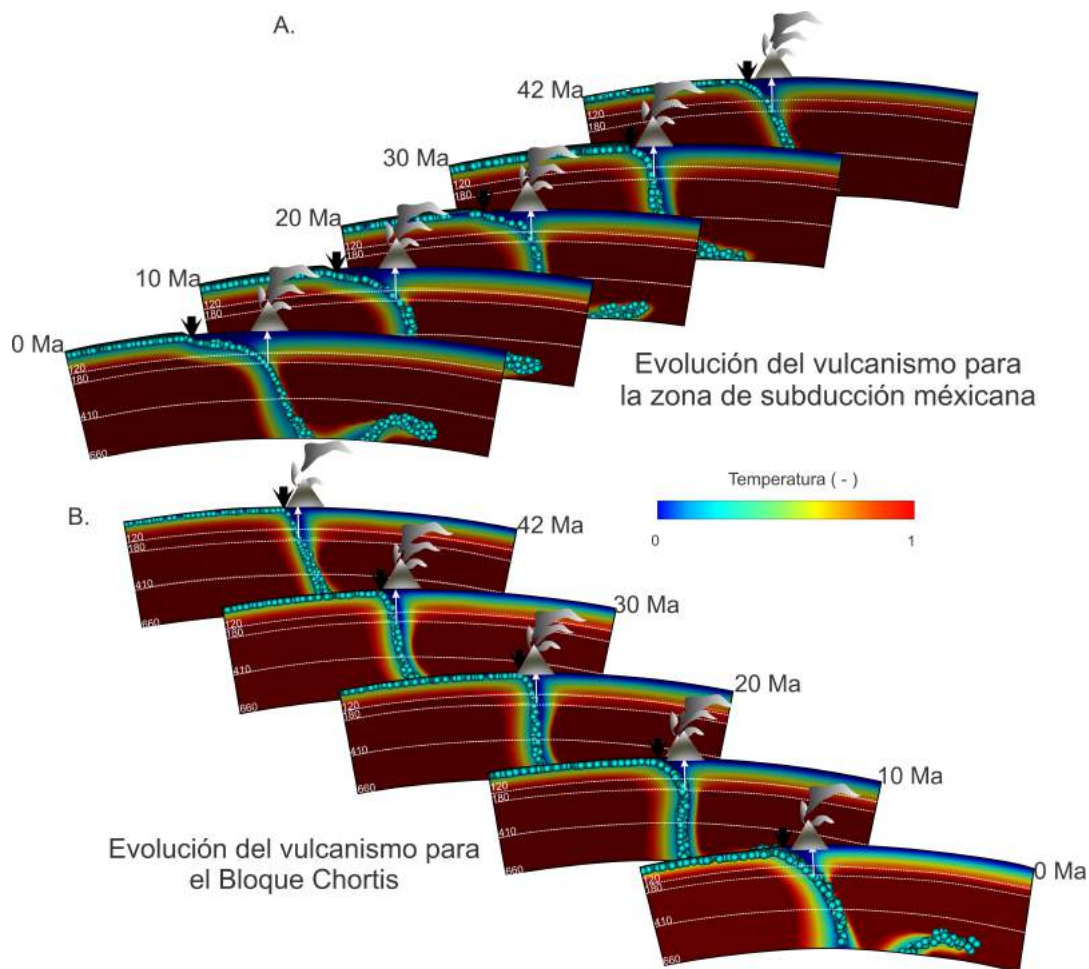


Figura 5.20: Distribución del vulcanismo a lo largo del 40 Ma, en esta figura se representa cómo evoluciona el vulcanismo a medida que se genera subducción plana debajo de la placa de Norteamérica y a medida que el Bloque Chortis se desplaza hacia el Sur. La trinchera del Bloque Chortis rota hacia el Sureste en sentido contrario a las agujas del reloj con un ángulo de 20° . Los puntos azules representan los trazadores que permiten observar claramente la forma de la placa de Cocos.

En la Fig. (5.21) se muestra la distribución de vulcanismo para el presente a partir del modelado numérico mostrado en los resultados T2, con un ángulo de rotación de 20° en la trinchera del Bloque Chortis. Se puede observar un vulcanismo que se aproxima a la distribución actual para el centro de México y a medida que nos desplazamos hacia el Sur, el arco volcánico centroamericano se acerca a la trinchera, producto de una subducción con un ángulo más alto.

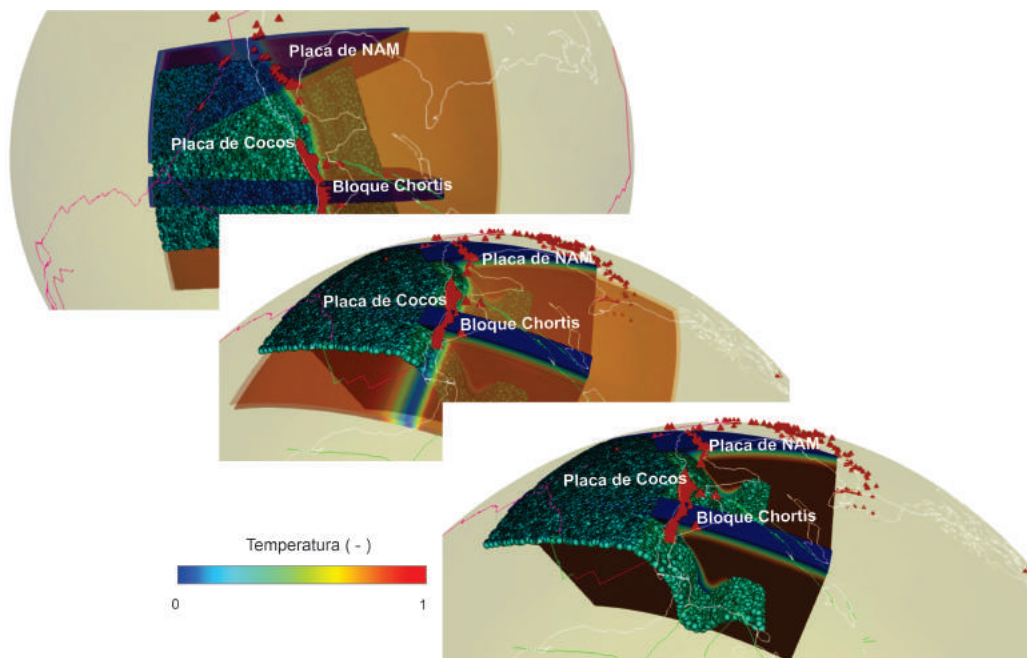


Figura 5.21: Distribución del vulcanismo para 0 Ma y el modelo T2 con una rotación de 20° en el Bloque Chortis. La ubicación del vulcanismo y la posición de México y Centroamérica son de acceso libre, escritas en Python, tomadas en <https://ds.iris.edu/ds/products/emc-desktoptools/> y visualizadas en Paraview (Bahavar et al., 2014; Hutko et al., 2017; Trabandt et al., 2019).

La hipótesis acerca de que el Bloque Chortis estuvo adyacente al Sur de México y se deslizó a lo largo de su trinchera hasta ocupar su posición actual; debió estar acompañado por una reorientación del arco volcánico desde el inicio de su movimiento, aproximadamente a 70 Ma. Este tipo de movimiento genera cambios importantes en la interacción entre las placas Caribe, Norteamérica y Farallón-Cocos, modificando considerablemente la geometría de las trincheras y el buzamiento de la placa subducida. El desprendimiento del Bloque Chortis de la placa de Norteamérica, permite la aparición de una nueva trinchera en la zona de subducción mexicana a medida que el bloque se traslada hacia el Sureste (Ferrari et al., 1999). En el trabajo de Mann (1999) se propone una subducción somera con buzamiento hacia el este de la placa de Farallón hace 45 Ma debajo del Sur de México y el Bloque Chortis, dicha subducción produce un arco magmático en el arco de Xolapa, el cual está ubicado cerca de Guerrero (Fig. 2.1) y donde la geometría de la trinchera en 45 Ma entre este arco, el Bloque Chortis y la placa de Farallón, debió ser de tipo oblicuo.

Nuestros modelos involucran una subducción somera a inicios de 45 Ma, produciendo arco magmático hacia el Sur de México y en el Bloque Chortis. En las reconstrucciones de Mann (1999) y Ferrari et al. (2014), el Bloque Chortis se desprende del Sur de México como consecuencia de la convergencia oblicua de la placa de Farallón, en la intersección entre el punto triple de las placas de Norteamérica, el Bloque Chortis y la placa de Farallón, ayudado por el debilitamiento de la zona caliente y débil que representaba el arco de Xolapa. Después del traslado del Bloque Chortis al Sureste, inicia la migración del vulcanismo e inicia el cese progresivo de la actividad plutónica entre 35 y 28 Ma en el Sur de México. Nuestros resultados muestran el cese del vulcanismo en el Sur de México acompañado por el movimiento del Bloque Chortis como se ve en la Fig. (5.20).

Después de los 25 Ma se produce el rompimiento de la placa de Farallón y surge la nueva y joven placa de Cocos. La reorganización de las placas de Cocos y Nazca produce una subducción casi ortogonal debajo del Bloque Chortis, impulsando el movimiento de este hacia el Sureste (Mann, 1999). A medida que la fuerza en dirección oblicua que se produce en el punto triple de las placas disminuye, el Bloque Chortis empieza a sufrir una desaceleración en el movimiento de rotación como se ve en la reconstrucción de Man (1999) y Boschman et al. (2014). Durante este periodo se produce un aumento en la velocidad en la dorsal del Pacífico, relacionada con un aumento en la velocidad de flujo del manto. Este aumento de velocidad en la dorsal del Pacífico, produce el desprendimiento de la placa de Cocos debajo de America Central, siendo quizás el causante del levantamiento de Nicaragua (Mann, 1999). En el Sur de México cesa el vulcanismo en Guerrero y empieza a formarse en una posición más adentro como se ve en la Fig. (5.22) (Ferrari et al., 2014).

Entre los 24 y 13 Ma, el Bloque Chortis no sufre grandes movimientos como lo sustentan los trabajos de Sdrolias y Müller (2006) y los trabajos de Molina-Garza et al. (2012, 2019). El vulcanismo en México aparece hacia el centro del país y el vulcanismo del Mioceno en el Bloque Chortis, se distribuye como ignimbritas hacia Guatemala y Nicaragua, al Este del arco actual. Para este tiempo, Molina-Garza et al. (2012), restauran al Bloque Chortis 255 km de su posición actual a 15 Ma, para alinear el magmatismo de Guatemala y Nicaragua.

En nuestros modelos numéricos, el vulcanismo en el Bloque Chortis se mueve con respecto a la rotación de este y el alto ángulo de inmersión en el manto produce magmatismo cerca de la trinchera, siendo su distribución colineal a lo largo esta. Nuestros resultados presentan una distribución del vulcanismo acorde a la distribución actual del arco centroamericano y la Faja Volcánica Transmexicana y es consistente con los trabajos de Ferrari et al. (2012, 2014) y Manea et al. (2013, 2017).

Los modelos permitieron analizar en gran detalle el comportamiento de la morfología de la placa subducida cuando interactuaba con el manto y el movimiento de las trincheras. En este caso se pudo analizar que para ángulos de rotación muy altos, la placa de Cocos debajo del Bloque Chortis no tomaba formas que pudieran ser observadas en la tomografía sísmica. La única manera de resolver el buzamiento negativo de las placas por debajo de 660 km, era incorporando una velocidad de flujo del manto mayor de 3 cm/año. Esto último entraría en discusión, al no conocerse en detalle si el manto en la zona de subducción centroamericana posee una velocidad de flujo mantélico alta. La mayoría de nuestros modelos trabajaron con una velocidad de flujo de 3 cm/año para que fueran consistentes las comparaciones entre ellos y con el estudio de Ficini et al. (2017). Sin embargo, se logró comprobar que la tendencia general de las placas subducidas es que, cuanto más fuerte es el flujo del manto Oste-Este, mayores son los estancamientos de la placa sobre 660 y 1000 km.



Figura 5.22: Distribución del vulcanismo para 42 Ma, 20 Ma y 0 Ma y el modelo T2 con una rotación de 20° . El vulcanismo se desplaza en función del movimiento del Bloque Chortis hacia el Sureste, en el Sur de México el vulcanismo empieza a aparecer en el interior de México y desaparece de la costa como consecuencia del movimiento del Bloque Chortis y el aplanamiento de la placa debajo de la placa de Norteamérica. En el Bloque Chortis, el vulcanismo se concentra cerca de la trincher y a los 0 Ma corresponde a la posición actual del arco volcánico centroamericano. TMA (Trincher Mesoamericana), AVCA (Arco Volcánico Centroamericano)

5.7. Comparación entre los resultados obtenidos y otros estudios

Una forma de validar nuestros resultados es comparar lo obtenido con otras investigaciones. En la Fig. (5.23), se puede observar las formas de placas mostradas en este trabajo y las formas de placas que se obtuvieron en simulaciones previas. En este trabajo se encontró la relación existente entre las fuerzas que rigen el movimiento de la trincher y las fuerzas de resistencia del manto. Los resultados arrojaron placas que se estacaban sobre 660 km cuando su movimiento estaba acompañado por un retroceso de la trincher, capas de viscosidad por debajo de 660 km y

un flujo del manto en dirección Oeste-Este. Estos resultados son congruentes con los resultados numéricos presentados en Yoshida (2017), Schellart (2020) y Currie y Copeland (2022) como se representa en la Fig. (5.23).

Cuando las placas estaban sometidas ante un rápido avance en la trinchera, presentaban subducción con buzamiento negativo debajo del límite de 660 km, tal y como se muestra en el estudio de Yoshida (2017) y Chen et al. (2017) (Fig. 5.23). Sin embargo, cuando la tasa de avance no era tan alta o la trinchera permanecía neutral, las placas subducidas se acomodaban horizontalmente sobre 660 km o sobre 1000 km, ayudado por los saltos de viscosidad presentes en este límite, como lo demuestran los estudios de tomografía sísmica de Fukao et al. (2001), Fukao y Obayashi (2013) y Obayashi et al. (2013).

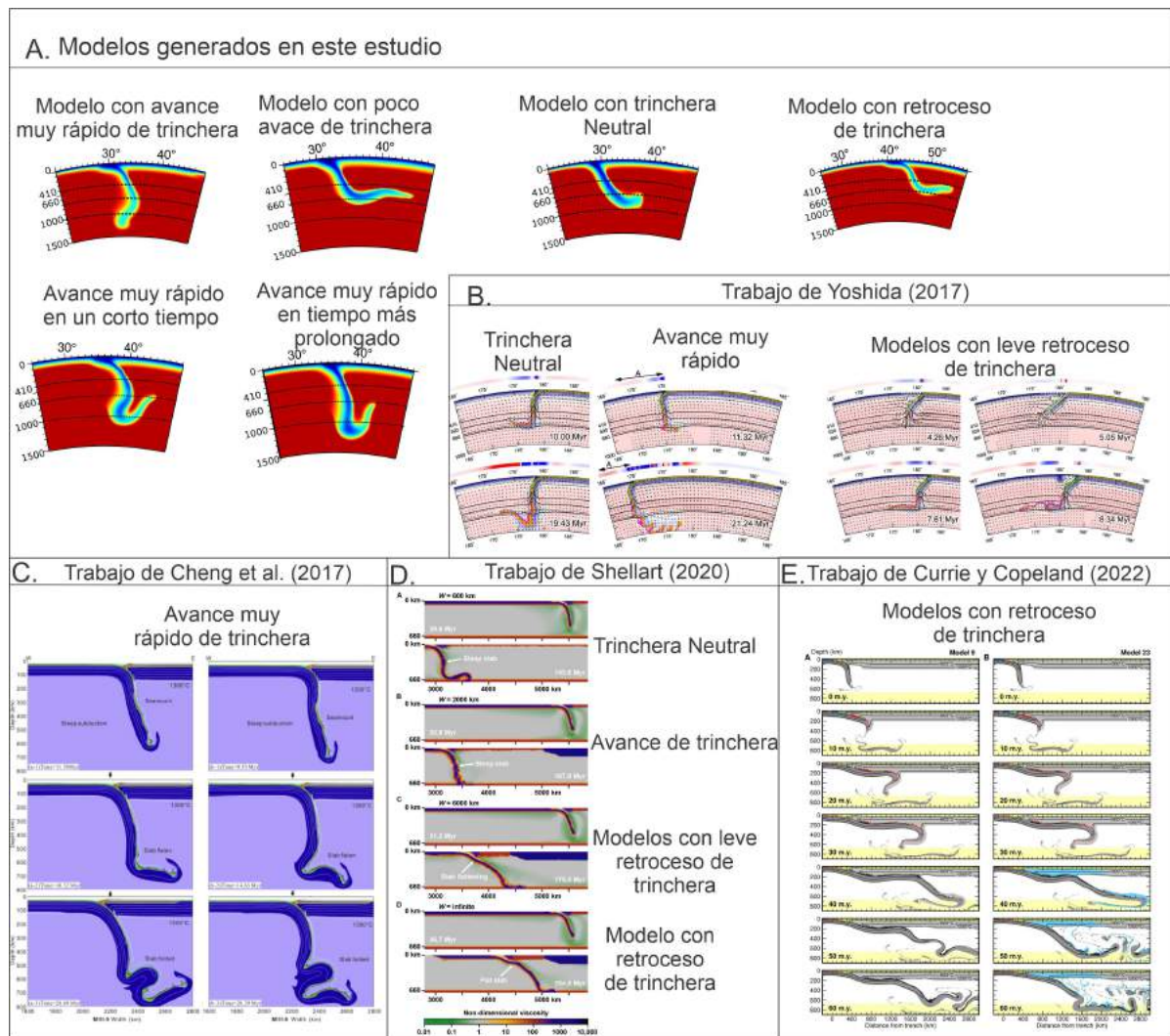


Figura 5.23: A. Perfiles de temperatura para modelos obtenidos en este estudio. Se muestra las diferentes placas que se obtuvieron ante diferente cinemática de la trinchera para el Bloque Chortis y la placa de Norteamérica. B. El trabajo de Yoshida (2017) muestra el comportamiento de las placas cuando se someten a diferentes movimientos en la trinchera. C. El trabajo de Cheng et al. (2017) muestra un resultado para una placa subducida con un rápido avance de trinchera. D. El trabajo de Schellart (2020) presenta placas con diferente dinámica sobre 660 km y en superficie cuando son sometidas a avance o retroceso de la trinchera. E. El trabajo de Currie y Copeland (2022) donde se muestra el rompimiento de la placa de Farallón, la subducción plana de Cocos y su estancamiento sobre 660 km.

El estudio de Currie y Copeland (2022) muestra los cambios de flotabilidad que sufre la placa de Farallón cuando se rompe. Estos cambios de flotabilidad están asociados al cambio de densidad en las placas oceánicas cuando estas inician el proceso de eclogitización en el manto. Este proceso genera cambios en la velocidad de subducción de las placas, al interactuar con un manto viscoso. Ante una fuerza de resistencia lo suficientemente alta para hundirse en el manto inferior, la placa se acomoda horizontalmente sobre 660 km de profundidad y en superficie se refleja un retroceso de trinchera. Aunque, aún no es claro si el retroceso de trinchera es provocado por el acomodamiento de la placa sobre 660 km o si por el contrario el retroceso de trinchera causa el acomodamiento de la placa oceánica sobre 660 km, como se explica en Goes et al. (2017).

Nuestros resultados encontraron que el solo retroceso de la trinchera no provoca estancamiento de la placa sobre 660 km, debe estar acompañado por fuerzas de resistencia generadas por su interacción con el manto: viscosidad, transición de fase endotérmica y corrientes de flujo que se forman alrededor de la placa subducida. Sin embargo, cabe recalcar que no se logró incorporar el rompimiento de la placa de Farallón que Müller (2006) y Müller et al. (2016) reportan aproximadamente a los 23 Ma. Este rompimiento convierte a la placa de Cocos en una placa joven, caliente y flotante. Mann et al. (2007) reporta que la rápida expansión en la dorsal del Pacífico, genera como consecuencia un desgarro de la placa de Cocos debajo de América Central. Este último genera como consecuencia un levantamiento topográfico a gran escala en el Norte de América Central y un cambio en la naturaleza del vulcanismo tal y como lo reporta Ferrari (2004) para México. Estas fuerzas de flotabilidad causadas por los desprendimientos ya mencionados pueden cambiar los valores de flujo del manto, capas de viscosidad para el manto y pendientes de Clapeyron en la zona de subducción mexicana y el Bloque Chortis, pudiendo ser menores o mayores a los que se mencionan en este trabajo.

Un estudio reciente de Borgeaud et al. (2019) reporta la variabilidad en el estilo de subducción entre México y Centroamérica, como consecuencia en un salto de 10 Ma en la zona de fractura de Tehuantepec (Dougherty y Clayton, 2014; Calò, 2021) y la posible presencia de una pluma del manto debajo de la placa de Cocos, donde esta presenta subducción plana a profundidades someras (Fig. 5.24). La presencia de la zona de fractura de Tehuantepec desacopla la placa de Cocos entre la zona de subducción mexicana y centroamericana, mientras que la pluma del manto presente debajo de 660 km en la zona de subducción mexicana, cambia la química del manto. Este estudio sugiere, que la pluma del manto cambia las propiedades de convección y provoca estratificación local, que se refleja como cambios de viscosidad y cambios en las pendientes de Clapeyron. Finalmente, este cambio en la química del manto, provoca que la placa de Cocos se horizontalice sobre 660 km y su dinámica sea tan diferente al segmento de placa de Cocos que se ve para la zona de subducción del Bloque Chortis (Fig. 5.24) (Borgeaud et al., 2019). Una forma de involucrar estas fracturas en los modelos numéricos, es involucrando zonas de baja viscosidad que representarán fracturas o zonas débiles. Este tema no fue abordado en nuestro estudio y se resuelve en el estudio de Nava y Manea (2022).

Aunque los valores de velocidad del flujo, pendientes de Clapeyron y capas de viscosidad pueden cambiar al incluir los diferentes procesos de rompimiento de la placa de Farallón, desgarro de la placa de Cocos y una posible pluma del manto. Los estudios de Christensen (1995), Doglioni et al. (2003), Hammond y Toomey (2003), Torii y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi (2013), Obayashi et al. (2013), Tang et al. (2014), Doglioni y Panza (2015), King (2016), Liu y Zhong (2016), Ficini et al. (2017, 2019), Jenkins et al. (2017), Goes et al., (2017), Agrusta et al. (2017), Mao y Zhong (2018), Borgeaud et al. (2019), Zhu et al. (2020), Liu et al. (2021), Moreno y Manea (2021), Peng et al. (2021) y Lui y Peng (2022), justifican la incorporación de las capas

de viscosidad debajo de 660 y 1000 km, las transiciones de fase y las velocidades del flujo del manto. Se deja como tema de investigación futura, que tantos cambios puede sufrir los valores acá propuestos, cuando se incorpora toda la dinámica anteriormente mencionada.

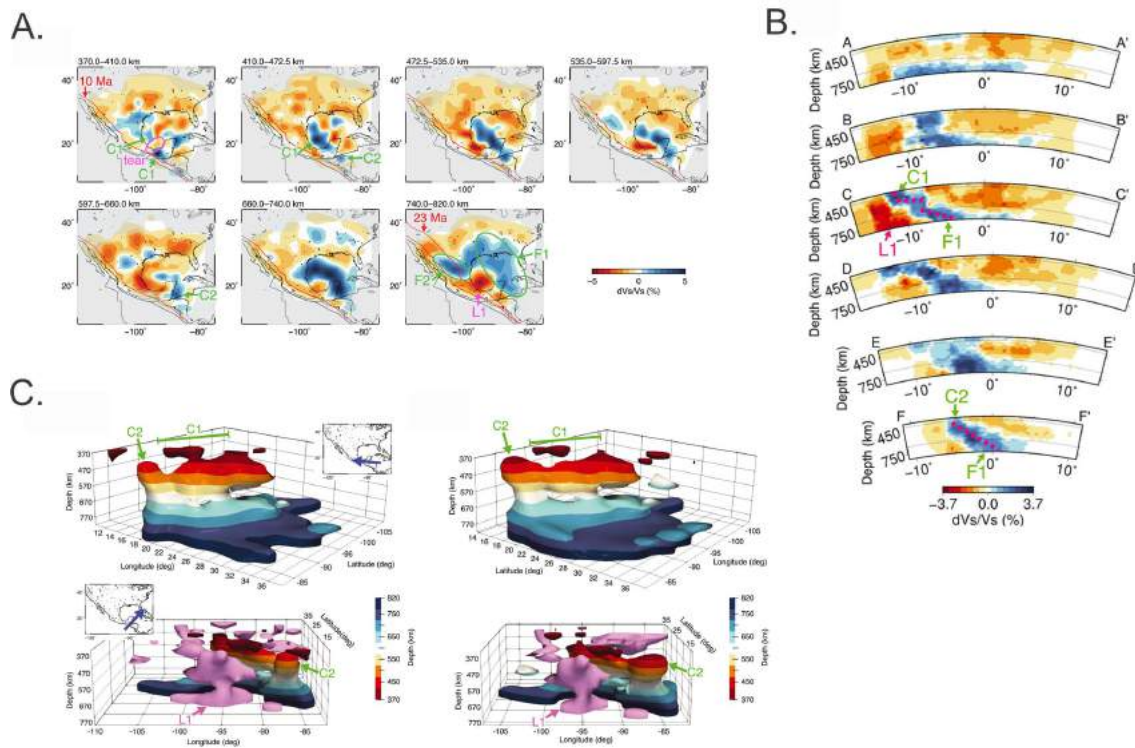


Figura 5.24: A. Modelos de velocidad 3D para velocidades de onda S inferidos para la zona de transición entre los 410 km y 660 km. Las anomalías de velocidad están etiquetadas como C1, C2, F1 y F2 y las anomalías de baja velocidad están marcadas en rosa como L1. C1 muestra el posible desgarro de la placa de Cocos a profundidad entre 370 a 410 km. B. Secciones transversales de tomografía sísmica a lo largo de la trinchera mexicana y debajo del Bloque Chortis, L1 representa la posición de la posible pluma de manto. D. Vista tridimensional de la placa de Cocos, la placa está representado por multicolor y la pluma del manto está representado con color rosa y la etiqueta L1. Tomada de Borgeaud et al. (2019).

Capítulo 6

Conclusiones

Los modelos para la hipótesis del Pacífico fueron los primeros en reproducirse numéricamente, se incorporaron transiciones de fase, saltos de viscosidad y una alta erosión de aproximadamente 200 km en la zona de subducción mexicana. El Bloque Chortis se ubicó a 1100 km de su posición actual, igual que se plantea en la hipótesis de Keppie y Morán-Zenteno (2005). Sin embargo, los resultados arrojaron formas de placas que podían compararse parcialmente con las imágenes de tomografía sísmica de la zona. Cuando se incorporaba la alta tasa de erosión para la placa de Norteamérica, era imposible obtener una subducción plana clara como se indica en los diferentes estudios para el centro de México. Para la zona de subducción del Bloque Chortis, se obtenía un buzamiento negativo debajo de 660 km que no concuerda con los estudios de tomografía sísmica.

Aunque los resultados de anisotropía sísmica para la hipótesis del Pacífico, concuerdan con diferentes trabajos de la zona de estudio, este tipo de corrientes en el manto es característico de zonas con avance de trinchera. Este mismo comportamiento de la dirección del manto se observó para los modelos reproducidos en la hipótesis tradicional.

En los modelos numéricos de la hipótesis del Pacífico, se logró identificar la sensibilidad de la placa de Cocos debajo de la zona de subducción mexicana, ante un retroceso de la trinchera y las propiedades del manto. Cuando no se incorporaban las condiciones de flujo del manto, pendientes de Clapeyron y saltos de viscosidad debajo de 660 y 1000 km, la placa de Cocos se hundía profundamente en el manto sin estancamiento sobre el límite endotérmico, contrario a lo que se identifica en los estudios de tomografía sísmica para el centro de México.

Se pudo visualizar que ante un avance rápido de la trinchera, la dinámica de subducción estará determinada por este tipo de cinemática, independientemente de las condiciones que tuviera el manto, la placa se hundía debajo de los 1000 km con un buzamiento negativo, cuando el avance de la trinchera (movimiento hacia tierra) era muy rápido.

Para que el modelo del Pacífico pudiera ser consistente con las tomografías sísmicas, se tuvieron que modificar completamente las condiciones cinemáticas de frontera superior de las placas. Por ejemplo, se eliminó la intensa erosión propuesta para el Sur de México y la trinchera en Chortis se mantuvo estática durante 45 Ma. Bajo estas condiciones, se pudo obtener una placa que fuera consistente con las imágenes de tomografía sísmica de la zona de estudio. Sin embargo, estas consideraciones no son consistentes con la apertura de la fosa de Caimán y el desplazamiento de 1100 km registrado en el sistema de fallas Polochic-Motagua.

Después de analizar los resultados de la hipótesis del Pacífico, se analizaron los resultados

generados a partir de la reproducción numérica de la hipótesis tradicional e In Situ. Se trabajaron con ángulos de rotación entre 10° y 30° , suponiendo que 10° representa una rotación pequeña para el movimiento del Bloque Chortis, de acuerdo con los planteamientos de Meschede y Frisch (1998) y James (2006). Estos modelos se trabajaron bajo las mismas propiedades de viscosidad, pendientes de Clapeyron y velocidad de flujo del manto, usadas en la reproducción de la hipótesis del Pacífico. Todos los resultados generados en este trabajo mostraron que un rápido avance de la trinchera ocasiona buzamiento negativo debajo de 660 km, y el proceso de subducción plana en el centro de México, ocurre por la interacción entre el retroceso de la trinchera y el avance en la placa de Norteamérica.

Cuando se incorporaba un ángulo de 30° , entre 45 y 13 Ma, se obtenían placas con morfologías inconsistentes con la tomografía sísmica debajo del Bloque Chortis. Para rápidos avances en la trinchera, la placa se subduce con inmersión negativa debajo del límite de 660 km. Este comportamiento también fue obtenido en la reproducción de la hipótesis del Pacífico, cuando se incorporaba la alta tasa de avance de la trinchera en el Bloque Chortis.

Debido a lo anterior, se incorporó una rotación de 20° en sentido contrario a las agujas del reloj, al movimiento total del Bloque Chortis; sin embargo, cuando se incorporaban tasas de rotación muy altas en cortos periodos, volvíamos a tener buzamientos negativos debajo de 660 km, alejándonos de lo que se observaba en la tomografía sísmica para la placa de Cocos en la zona de subducción centroamericana. Este comportamiento pudo ser observado en los modelos reproducidos con el trabajo de Boschman et al. (2014), con una aceleración del movimiento del Bloque Chortis entre 38 y 32 Ma y el modelo que sigue exactamente la apertura de la fosa de Caimán, con aceleración del movimiento del Bloque Chortis entre los 45 y 26 Ma.

Los buzamientos negativos debajo de 660 km podían ser resueltos incrementando la velocidad de flujo del manto de 3 a 4 cm/año. Estos avances rápidos en la trinchera sin ser controlados por el flujo del manto, provocan buzamiento negativo por debajo de 660 km, como se puede ver en los estudios de Cizcová et al. (2002), Enns et al. (2005), Billen, (2008), Lallemand et al. (2008), Schellart (2008), Schellart, (2010), Goes et al. (2010), Hinsbergen et al. (2017) y Goes et al. (2017).

Al incorporar en los modelos numéricos una tasa de rotación sin aceleraciones en el tiempo, con un ángulo de rotación para el Bloque Chortis de 20° . Se obtuvieron mejores resultados y morfologías de la placa Cocos debajo del Bloque Chortis que podían compararse con la tomografía sísmica. Estos modelos consistentes parcialmente con tomografías sísmicas se obtuvieron con velocidades de flujo de 3 cm/año y los mismos saltos de viscosidad usados para el modelo del Pacífico. Los demás modelos reproducidos con la hipótesis tradicional, bajo un ángulo de 20° e inmersión negativa debajo del límite de 660 km, eran consistentes con tomografías sísmicas, cuando la velocidad de flujo del manto incrementaba a 4 cm/año.

Los resultados para la hipótesis In Situ con un bajo ángulo de rotación, mostraron placas que podían ser comparables parcialmente con tomografías sísmicas. La problemática encontrada, fue que el poco avance de la trinchera provocó un estancamiento de la placa de Cocos debajo del Bloque Chortis, en la zona de 660 km independientemente de las condiciones de viscosidad, flujo del manto o transiciones de fase. Por ello, se llega a la conclusión de que el Bloque Chortis, bajo una velocidad de flujo del manto entre 3 y 4 cm/año, debió sufrir una rotación aproximada de 20° desde 45 Ma hasta su posición actual.

Estudios como los de Molina-Garza et al. (2019) plantean una rotación para el Bloque Chortis de 25° desde 40 Ma hasta el presente. Nuestros modelos arrojan un valor más pequeño para la rotación del Bloque Chortis, bajo las condiciones de velocidad de flujo del manto, capas de viscosidad debajo de 660 y 1000 km y pendientes de Clapeyron usadas en este estudio. Si la rotación incrementa por encima de 20° , es necesario incrementar la velocidad de flujo del manto, para compensar el buzamiento negativo por debajo de 660 km. En este estudio no se abordaron velocidades más grandes de 4 cm/año para el manto, ya que el principal objetivo era analizar las diferencias entre los resultados para la hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ, manteniendo las mismas condiciones del manto.

En la zona de subducción mexicana, pudo obtenerse una subducción plana bien desarrollada a partir de los 13 Ma y una placa estancada sobre la transición de fase endotérmica. Estos resultados son consistentes con lo observado en la tomografía sísmica. Concluyendo que no pudieron ocurrir altas tasas de erosión y que la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica, es una consecuencia de la dinámica de retroceso de la trinchera junto con el avance de la placa de Norteamérica.

El estancamiento sobre 660 km de la placa de Cocos, se produce como consecuencia de la interacción de una placa joven y boyante con el manto circundante. Este tipo de placas posee gran resistencia al hundimiento en el manto inferior y son más sensibles a las fuerzas de resistencia que se genera en la transición de fase endotérmica a 660 km (Peng y Sanxena, 2022). Nuestros resultados fueron consistentes con los estudios de Christensen (1995), Doglioni et al. (2003), Hammond y Toomey (2003), Torii y Yoshioka (2007), Fukao y Obayashi (2013), Obayashi et al. (2013), Tang et al. (2014), Doglioni y Panza (2015), King (2016), Liu y Zhong (2016), Ficini et al. (2017, 2019), Jenkins et al. (2017), Goes et al., (2017), Agrusta et al. (2017), Mao y Zhong (2018), Borgeaud et al. (2019), Zhu et al. (2020), Liu et al. (2021), Moreno y Manea (2021), Peng et al. (2021) y Lui y Peng (2022).

El análisis de anisotropía sísmica para los modelos numéricos de la hipótesis del Pacífico y tradicional, mostraron direcciones de flujo del manto perpendiculares a la trinchera debajo del centro de México, los cuales están relacionados con el proceso de subducción plana. Debajo del Bloque Chortis, se muestran líneas de flujo paralelo a la trinchera, como consecuencia del avance de esta. Los únicos modelos que no mostraron líneas de flujo del manto paralelas a la trinchera debajo del Bloque Chortis, fueron con la reproducción numérica In Situ. El movimiento de la trinchera fue bastante pequeño y no induce grandes cambios en la dirección de las líneas de flujo de manto.

Nuestros códigos generados desde cero para reconstruir cada una de las hipótesis planteadas para la evolución tectónica del Sur de México y Bloque Chortis, fueron eficaces y permitieron incorporar diferentes condiciones cinemáticas para las placas: velocidades variable con respecto a un polo de Euler y rotaciones de las trincheras con diferentes ángulos. Cumpliendo con el objetivo de desarrollar una herramienta numérica que permitiera trabajar con paleo-reconstrucciones diferentes a las existentes en softwares como Gplates.

Nuestros resultados apoyan principalmente la evolución del Bloque Chortis proveniente del Sur de México y son consistentes con trabajos tectónicos, geológicos y paleomagnéticos como los de: Gose y Swartz (1977), Pindell y Dewey, (1982), Gose (1985), Rosencrantz et al. (1988), Pindell y Barrett (1990), Sedlock et al. (1993), Mann (1999), Dickinson y Lawton (2001), Rogers (2003), Pindell et al. (2006), Rogers et al. (2007), Pindell y Kenan (2009), Molina-Garza et al. (2012),

Boschman et al. (2014), Ferrari et al. (2014), Molina-Garza et al. (2019) y Pindell y Villagómez (2020).

Los modelos sólo pudieron evolucionar durante 45 Ma debido al costo computacional. Se recomienda reproducir la hipótesis tradicional, incorporando un mayor tiempo de simulación numérica. Esto con el fin de observar cómo cambia la morfología de la placa subducida incorporando mayor tiempo de cómputo y determinar si existe un mayor acercamiento a la forma de la placa que se ve en la tomografía sísmica debajo del Bloque Chortis.

Los modelos no incorporan discontinuidades para la placa subducida, por esa razón, no es posible analizar el efecto del rompimiento de la placa de Farallón a 25 Ma y tampoco la ventana astenosférica generada en el punto triple entre las placas de Norteamérica, el Bloque Chortis y la placa de Farallón, como lo predice el estudio de Ferrari et al. (2014). Este tema de investigación ya está siendo abordado por otro trabajo.

Se deja como trabajo futuro analizar bajo qué velocidades del manto, empiezan a ser consistentes los modelos con rotaciones en el Bloque Chortis mayores de 20° desde los 45 Ma hasta el presente.

Se deja como tema de investigación, analizar velocidades del flujo del manto mayores de 4 cm/año, como solución a los buzamientos negativos debajo de 660 km que se producen como consecuencia de un rápido avance en la trinchera. Esto con el fin de determinar si la hipótesis tradicional con ángulos mayores de 25° , generan placas consistentes con lo que se observa en las tomografías sísmicas de la región de estudio.

Analizar la subducción debajo de Centroamérica representó un reto numérico, ya que no es fácil reproducir condiciones cinemáticas de límite superior que incorporen exactamente el movimiento de las placas en el pasado, según cada hipótesis planteada. Centroamérica está caracterizada por una compleja dinámica en el pasado: un desgarre de la placa de Cocos, la interacción con las zonas de fracturas de Costa Rica y Tehuantepec, una ventana astenosférica que se generó probablemente en el punto triple entre la placa de Norteamérica, Caribe y Cocos, y finalmente, la ventana astenosférica de Panamá. Esto modifica considerablemente la dinámica de la placa subducida y del manto circundante. Sin embargo, fue imposible incorporar todos estos efectos al modelado numérico. Se recomienda un estudio que permita incorporar lo mejor posible la dinámica de la placa de Farallón/Cocos desde hace 45 Ma.

Aún quedan mucho que analizar con respecto al movimiento del Bloque Chortis en el pasado y este trabajo marca gran importancia en delimitar las diferentes rotaciones planteadas en diversos estudios, para el movimiento del Bloque Chortis desde el Sur de México. No todos los ángulos planteados para el movimiento del Bloque Chortis después de 45 Ma, generan placas subducidas consistentes con tomografías sísmicas. Se debe analizar no solamente el movimiento del Bloque Chortis, sino también la importancia que juega la dinámica del manto en la morfología actual de la placa subducida. Nuestro trabajo marcó el inicio de varias investigaciones numéricas en la zona de subducción mexicana y centroamericana y la importancia de incorporar modelos numéricos, que permitan complementar las observaciones de las demás áreas de Ciencias de la Tierra.

6.1. Logros obtenidos

- Este proyecto de investigación permitió entender el comportamiento de la placa subducida de Farallón/Cocos, cuando era sometida a los diferentes movimientos del Bloque Chortis propuestos en las hipótesis del Pacífico, tradicional e In Situ.
- Se desarrollaron herramientas computacionales que solucionaron problemáticas en las fronteras entre placas y en las fronteras del dominio. Esto permitió modelar un conjunto de placas que interactuaban con una dinámica compleja entre ellas.
- Las herramientas computacionales permitieron modelar trincheras con geometrías irregulares que cambian de posición a lo largo del tiempo.
- El trabajo permitió entender bajo qué condiciones se pueden obtener una placa oceánica consistente con lo que se observa en tomografías sísmicas.
- Se pudo encontrar que bajo altas tasas de avance de la trinchera, la placa subducida tomaba un buzamiento negativo debajo de 660 km. De esta manera, se pudo analizar cuáles hipótesis acerca del movimiento del Bloque Chortis, se alejaban de las observaciones en tomografía sísmica.
- Se avanzó en el entendimiento de cómo la dinámica del manto y las trincheras pueden modificar la subducción y en qué casos las fuerzas resistivas del manto dominan sobre el movimiento de las trincheras.
- Nuestra investigación abrió una ventana para otros trabajos numéricos en la zona de estudio. Estos permitirán ayudar a entender en más detalle la dinámica de subducción en el Sur de México y la placa del Caribe.
- Las herramientas numéricas desarrolladas no sólo fueron usadas para este trabajo de investigación, sino que servirán para modelar otras zonas de subducción en el mundo.
- Esta investigación es un punto de apoyo para muchos trabajos geológicos, tectónicos y paleomagnéticos, que abarcan la historia de evolución del Sur de México y la placa del Caribe. Adicionalmente, nos permitió entender cómo la placa subducida evolucionaba dependiendo de la hipótesis abordada y a entender la dinámica del manto en la zona de subducción mexicana y centroamericana.

6.2. Limitaciones

Los modelos numéricos sólo pudieron evolucionar durante 45 Ma debido al alto costo computacional que implicaba incrementar el tiempo de cómputo. Cada simulación necesitaba el uso de 32 procesadores y el tiempo de cómputo podía ser de aproximadamente 6 días. por ello, no fue posible analizar si la dinámica del Bloque Chortis antes de los 45 Ma, afectaba la dinámica actual de la placa de Cocos. En el caso de la hipótesis tradicional, no se pudo incorporar los ángulos totales planteados en diferentes estudios para el Bloque Chortis, desde el momento en que inició su desprendimiento del Sur de México. Esto estaba fuertemente relacionado con el tiempo de cómputo y el uso de procesadores. La subducción a partir de 45 Ma sólo permitió suponer una forma de placa inicial, con un ángulo de buzamiento somero que representaría aproximadamente las condiciones de la subducción en este tiempo. Sin embargo, la subducción llevaba mucho tiempo desarrollándose en esta zona e interactuando con el manto, quizás eso

no permitió que muchos de nuestros modelos generados para la hipótesis tradicional e In Situ, sobrepasaran los 1000 km como se ve en la tomografía sísmica debajo del Bloque Chortis.

Para la placa de Farallón y la placa de Cocos, los vectores que representaban el campo de velocidades eran paralelos al eje ϕ , esto era debido a que la reconstrucción numérica de la hipótesis tradicional e In Situ ya incorporaba muchas variaciones, como la rotación de la trinchera en la placa de Norteamérica y en el Bloque Chortis. Agregar una condición más, modificaba la convergencia del software usado. Por ello, se escogió que los vectores fueran paralelos al eje ϕ . Se recomienda realizar un estudio considerando la dirección del campo de velocidades para la placa de Cocos variando en el tiempo con respecto a un polo de Euler.

No se incorporó la ruptura de la placa de Farallón aproximadamente a 25 Ma y tampoco la ventana astenosférica planteada por Ferrari et al. (2014), en el punto triple entre las placas de Norteamérica, Farallón/Cocos y el Bloque Chortis. Nuestros modelos numéricos no incorporan ninguna discontinuidad para tener control sobre la convergencia del software. Este trabajo ya es parte de otra investigación.

La mayoría de modelos involucraban una velocidad cinemática inferior de 3 cm/año, que representa la velocidad de flujo del manto. Esto se realizó con el fin de que la comparación entre los resultados obtenidos pudieran ser consistente y que fueran sustentados por el estudio de Ficini et al. (2017). Cuando se incorporó una velocidad mayor de el flujo del manto, en algunos modelos de la hipótesis tradicional que involucraban rotaciones rápidas en cortos periodos, la subducción debajo de 660 km no presentaba buzamiento negativo y la placa se acomodaba sobre 1000 km. En este trabajo no se evaluó si el buzamiento negativo observados por debajo de 1000 km, para modelos con ángulos de rotación mayores de 25° en el movimiento del Bloque Chortis, podía ser corregido con una velocidad cinemática mayor de 4 cm/año, como en los modelos ya mencionados.

Los modelos para la hipótesis del Pacífico, incorporaron la mayoría de condiciones propuestas en Keppie y Morán-Zenteno (2005), como el movimiento de la trinchera en Chortis con respecto al polo de Euler cercano a Chile, propuesto por Ross y Scotese (1988). Esto era con el fin de analizar los efectos de la alta tasa de erosión propuesta para el Sur de México y la proveniencia del Bloque Chortis del Pacífico. Sin embargo, Keppie et al. (2012) proponen una posición caribeña para el Bloque Chortis. Esta hipótesis no fue trabajada en esta investigación y se recomienda analizar si sus consideraciones genera placas consistentes con lo observado en la tomografía sísmica de la región de estudio.

Nuestro estudio presenta placas consistentes entre 0 y 660 km de profundidad, con tomografías sísmicas cuando se incorpora ángulos de rotación menores de 20°. En el estudio de Morán-Zenteno et al. (2018) se expone inconsistencias con respecto al modelo tradicional cuando ubican al Bloque Chortis en el límite entre Guerrero y Oaxaca. Nuestro trabajo abre una ventana para investigar una posición del Bloque Chortis más al Sur, de lo que se plantean trabajos como los de Roger (2003), Rogers et al. (2007), Pindell y Kenan (2009), Molina-Garza et al. (2012) y Boschman et al. (2014).

Nuestros modelos no incorporan desgarres de la placa de Cocos ni la pluma del manto que se expone en el trabajo de Borgeaud et al. (2019). Estas características al igual que el rompimiento de la placa de Farallón, cambian la flotabilidad de la placa y como consecuencia, modifican los valores usados para viscosidad, pendientes de Clapeyron y velocidad de flujo del

manto. Se recomienda un estudio que pueda involucrar esta dinámica del manto.

Bibliografía

- AGRUSTA, R., GOES, S. & VAN HUNEN, J. (2017). Subducting-slab transition-zone interaction: Stagnation, penetration and mode switches. *Earth and Planetary Science Letters* **464**, 10–23. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.005>.
- ALEXANDER, D., ALVARADO, G., HUMBERTO, C. & URUEÑA, G. (2009). Aplicación del método Petrov-galerkin como técnica para la estabilización de la solución en problemas unidimensionales de Application of Petrov-galerkin method in stabilization solution of advection-diffusion- reaction unidimensional problems , 73–90.
- ÁLVAREZ GÓMEZ, J. A. (2009). Tectónica activa y geodinámica en el norte de centroamérica. URL <https://eprints.ucm.es/id/eprint/30783/>.
- ANDERSON, D. (1989). *Theory of the Earth, Blackwell Scientific Publications* , vol. 1.
- ANDERSON, J. L. & THOMAS, W. M. (1985). Proterozoic anorogenic two-mica granites: Silver plume and st. vrain batholiths of colorado. *Geology* **13**(3), 177–180.
- ATANGA, J. & SILVESTER (1992). Iterative methods for stabilized mixed velocity-pressure finite elements. *International Journal of Numerical Methods in Fluids* .
- ATWATER, T. (1989). Plate tectonic history of the northeast pacific and western north america .
- AUTHEMAYOU, C., BROCARD, G., TEYSSIER, C., SIMON-LABRIC, T., GUTTIÉRREZ, A., CHIQUÍN, E. N. & MORÁN, S. (2011). The caribbean–north america–cocos triple junction and the dynamics of the polochic–motagua fault systems: Pull-up and zipper models. *Tectonics* **30**(3). URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010TC002814>.
- BACHMANN, R. (2001). The caribbean plate and the question of its formation. *Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg Department of Tectonophysics* <http://www.fiu/orgs/caribgeol> .
- BAHAVAR, M., TRABANT, C. & HUTKO, A. (2014). The iris dmc’s earth model collaboration (emc). In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 2014.
- BERCOVICI, D., SCHUBERT, G., GLATZMAIER, G. A. & ZEBIB, A. (1989). Three-dimensional thermal convection in a spherical shell. *Journal of Fluid Mechanics* **206**, 75–104.
- BERNAL-LÓPEZ, L. A., GARIBALDI, B. R., SOTO, G. L., VALENZUELA, R. W. & ESCUDERO, C. R. (2016). Seismic anisotropy and mantle flow driven by the cocos slab under southern mexico. *Pure and Applied Geophysics* **173**(10), 3373–3393.
- BILLEN, M. I. (2008). Modeling the Dynamics of Subducting Slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **36**(1), 325–356. URL <http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.earth.36.031207.124129>.

- BINA, C. R. (1997). Patterns of deep seismicity reflect buoyancy stresses due to phase transitions. *Geophysical Research Letters* **24**(24), 3301.
- BINA, C. R. & HELFFRICH, G. (1994). Seismic Discontinuity Topography **99**.
- BOONMA, K., KUMAR, A., GARCÍA-CASTELLANOS, D., JIMÉNEZ-MUNT, I. & FERNÁNDEZ, M. (2019). Lithospheric mantle buoyancy: the role of tectonic convergence and mantle composition. *Scientific reports* **9**(1), 1–8.
- BORGEAUD, A. F. E., KAWAI, K. & GELLER, R. J. (2019). Three-dimensional s velocity structure of the mantle transition zone beneath central america and the gulf of mexico inferred using waveform inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124**(9), 9664–9681. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JB016924>.
- BOSCHMAN, L. M., VAN HINSBERGEN, D. J., TORSVIK, T. H., SPAKMAN, W. & PINDELL, J. L. (2014). Kinematic reconstruction of the caribbean region since the early jurassic. *Earth-Science Reviews* **138**, 102–136.
- BRIZZI, S., BECKER, T. W., FACCENNA, C., BEHR, W., VAN ZELST, I., DAL ZILIO, L. & VAN DINTHER, Y. (2021). The role of sediment accretion and buoyancy on subduction dynamics and geometry. *Geophysical Research Letters* **48**(20), e2021GL096266.
- BROOKS, A. N. (1981). *A petrov galerkin finite element formulation for convection dominated flows.pdf*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology.
- BRUDZINSKI, M. R. & CHEN, W.-P. (2005). Earthquakes and strain in subhorizontal slabs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **110**(B8). URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JB003470>.
- BURKART, B. (1978). Offset across the polochic fault of guatemala and chiapas, mexico. *Geology* **6**(6), 328–332.
- BURKART, B. (1994). Northern central america, in donovan, s., and jackson, t., eds., caribbean geology: An introduction: Jamaica , 265–284.
- BURKART, B. & SELF, S. (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern central america and effect on the volcanic arc. *Geology* **13**(1), 22–26.
- BUROV, E. & GERYA, T. (2014). Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes. *Nature* **513**(7516), 85–89.
- BUROV, E. & POLIAKOV, A. (2001). Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **106**(B8), 16461–16481.
- BURSTEDDE, C., STADLER, G., ALISIC, L., WILCOX, L. C., TAN, E., GURNIS, M. & GHATTAS, O. (2013). Large-scale adaptive mantle convection simulation. *Geophysical Journal International* **192**(3), 889–906.
- CALLEN, H. B. (1998). Thermodynamics and an introduction to thermostatistics.
- CALÒ, M. (2021). Tears, windows, and signature of transform margins on slabs. images of the cocos plate fragmentation beneath the tehuantepec isthmus (mexico) using enhanced seismic models. *Earth and Planetary Science Letters* **560**, 116788.

- CAMPA, M. F. & CONEY, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**(6), 1040–1051.
- CANUTO, C., HUSSAINI, M. Y., QUARTERONI, A. & ZANG, T. A. (2007). *Spectral methods: fundamentals in single domains*. Springer Science & Business Media.
- CARR, S., EASTON, R., JAMIESON, R. A. & CULSHAW, N. (2000). Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37**(2-3), 193–216.
- CASE, J., HOLCOMBE, T. & MARTIN, R. (1984). Map of geologic provinces in the Caribbean region. 1-30. *The Caribbean South America plate boundary and regional tectonics. Mem. Geol. Soc. Am* **162**, 421.
- CASTELLANOS, J. C., CLAYTON, R. W. & PÉREZ-CAMPOS, X. (2018). Imaging the eastern trans-Mexican volcanic belt with ambient seismic noise: Evidence for a slab tear. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123**(9), 7741–7759.
- CENTENO-GARCÍA, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews* **81**, 1035–1052.
- CENTENO-GARCÍA, E., MENDOZA-ROSALES, C. C. & SILVA-ROMO, G. (2009). Sedimentología de la formación Matzitzí (paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de los Reyes Metzontla-San Luis Atlotitlán, estado de Puebla. *Revista mexicana de ciencias geológicas* **26**(1), 18–36.
- CENTENO-GARCÍA, E., RUIZ, J., CONEY, P. J., PATCHETT, P. J. & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: Its role in the southern cordillera from new geochemical data. *Geology* **21**(5), 419–422.
- CERCA, M., FERRARI, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., MARTINY, B. & IRIONDO, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction. *Tectonics* **26**(3).
- CHEN, Y.-W., COLLI, L., BIRD, D. E., WU, J. & ZHU, H. (2021). Caribbean plate tilted and actively dragged eastwards by low-viscosity asthenospheric flow. *Nature communications* **12**(1), 1–9.
- CHENG, Z., DING, W., FACCENDA, M., LI, J., LIN, X., MA, L., FANG, P. & DING, H. (2019). Geodynamic effects of subducted seamount at the Manila Trench: Insights from numerical modeling. *Tectonophysics* **764**, 46–61. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195119301969>.
- CHOI, E.-S. (2009). *Computational approaches to localized deformation within the lithosphere and for crust-mantle interactions*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology. URL <http://resolver.caltech.edu/CaltechETD:etd-09212008-122525>.
- CHRISTENSEN, U. (1995). Effects of phase transitions on mantle convection. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **23**(1973), 65–88.
- CHRISTENSEN, U. (2001). Geodynamic models of deep subduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **127**(1-4), 25–34.

- ČÍŽKOVÁ, H. & BINA, C. R. (2013). Effects of mantle and subduction-interface rheologies on slab stagnation and trench rollback. *Earth and Planetary Science Letters* **379**, 95–103.
- ČÍŽKOVÁ, H., VAN DEN BERG, A. P., SPAKMAN, W. & MATYSKA, C. (2012). The viscosity of Earth's lower mantle inferred from sinking speed of subducted lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **200-201**, 56–62.
- ČÍŽKOVÁ, H., VAN HUNEN, J., VAN DEN BERG, A. P. & VLAAR, N. J. (2002). The influence of rheological weakening and yield stress on the interaction of slabs with the 670 km discontinuity. *Earth and Planetary Science Letters* **199**(3-4), 447–457.
- CLIFT, P. & VANNUCCHI, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **42**(2).
- CORDER, P., UNGAR, Z. & TICHY, G. (2004). Dislocation creep in MgSiO₃ perovskite at condition of the Earth's uppermost lower mantle. *Nature*, 837–840.
- CORDIER, P. (2002). Dislocations and slip systems of mantle minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **51**(1), 137–179.
- CORONA-ESQUIVEL, R., TRITLLA, J., BENAVIDES-MUÑOZ, M. E., PIEDAD-SÁNCHEZ, N. & FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA, I. (2006). Geología, estructura y composición de los principales yacimientos de carbón mineral en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **58**(1), 141–160.
- CSEREPES, L. & YUEN, D. (1997). Dynamical consequences of mid-mantle viscosity stratification on mantle flows with an endothermic phase transition. *Geophysics Research Letters* **24**, 181–184.
- CURRIE, C. A. & COPELAND, P. (2022). Numerical models of Farallon plate subduction: Creating and removing a flat slab. *Geosphere* **18**(2), 476–502. URL <https://doi.org/10.1130/GES02393.1>.
- DAESSLER, R. & YUEN, D. (1993). The effects of phase transition kinetics on subducting slabs. *Geophysics Research Letters* **20**(23), 2603–2606.
- DÁVALOS-ÁLVAREZ, O. G., NIETO-SAMANIEGO, Á. F., ALANIZ-ÁLVAREZ, S. A., MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, E. & RAMÍREZ-ARRIAGA, E. (2007). Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca. *Revista mexicana de ciencias geológicas* **24**(2), 197–215.
- DE LEÓN RAFAEL, T. (2016). Caracterización geológica y geocronológica de unidades metamórficas e intrusivas de la región centro-oeste de la cuenca del río Motagua, sureste de Guatemala, Centroamérica: Implicaciones en las conexiones sur de México - bloque Chortis.
- DEATON, B. & BURKART, B. (1984). Time of sinistral slip along the polochic fault of Guatemala. *Tectonophysics* **102**(1-4), 297–313.
- DEMETS, C., GORDON, R. G. & ARGUS, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* **181**(1), 1–80. URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>.

- DEMETS, C., JANSMA, P. E., MATTIOLI, G. S., DIXON, T. H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. & MANN, P. (2000). Gps geodetic constraints on caribbean-north america plate motion. *Geophysical Research Letters* **27**(3), 437–440.
- DENGO, G. & BOHNENBERGER, O. (1969). Structural development of northern central america .
- DICKINSON, W. R. & LAWTON, T. F. (2001a). Carboniferous to cretaceous assembly and fragmentation of mexico. *Geological Society of America Bulletin* **113**(9), 1142–1160.
- DICKINSON, W. R. & LAWTON, T. F. (2001b). Tectonic setting and sandstone petrofacies of the bisbee basin (usa–mexico). *Journal of South American Earth Sciences* **14**(5), 475–504.
- DOGLIONI, C., CUFFARO, M. & CARMINATI, E. (2006). What moves slabs. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **47**(3), 227–247.
- DONNELLY, T. W., HORNE, G. S., FINCH, R. C. & LÓPEZ-RAMOS, E. (1990). Northern central america; the maya and chortis blocks. *The Geology of North America* **11**, 37–76.
- DOUGHERTY, S. L. & CLAYTON, R. W. (2014). Seismicity and structure in central mexico: Evidence for a possible slab tear in the south cocos plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **119**(4), 3424–3447. URL <http://dx.doi.org/10.1002/2013JB010883>.
- DUCEA, M. N., GEHRELS, G. E., SHOEMAKER, S., RUIZ, J. & VALENCIA, V. A. (2004a). Geologic evolution of the xolapa complex, southern mexico: Evidence from u-pb zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin* **116**(7-8), 1016–1025.
- DUCEA, M. N., VALENCIA, V. A., SHOEMAKER, S., REINERS, P. W., DECELLES, P. G., CAMPA, M. F., MORÁN-ZENTENO, D. & RUIZ, J. (2004b). Rates of sediment recycling beneath the acapulco trench: Constraints from (u-th)/he thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **109**(B9).
- EDUARDO FRÍAS VALERO (2004). *Aportaciones al estudio de las maquinas electricas del flujo axial mediante la aplicación del método de elementos finitos*. Ph.D. thesis.
- EHRENBORG, J. (1996). A new stratigraphy for the tertiary volcanic rocks of the nicaraguan highland. *Geological Society of America Bulletin* **108**(7), 830–842.
- ELLIS, A., DEMETS, C., MCCAFFREY, R., BRIOLE, P., COSENZA MURALLES, B., FLORES, O., GUZMÁN-SPEZIALE, M., HERNÁNDEZ, D., KOSTOGLODOV, V., LAFEMINA, P., LORD, N., LASSERRE, C., LYON-CAEN, H., RODRIGUEZ MARADIAGA, M., MOLINA, E., RIVERA, J., ROGERS, R., STALLER, A. & TIKOFF, B. (2019). GPS constraints on deformation in northern Central America from 1999 to 2017, Part 2: Block rotations and fault slip rates, fault locking and distributed deformation. *Geophysical Journal International* **218**(2), 729–754. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggz173>.
- ERDLAC JR, R. J. & ANDERSON, T. H. (1982). The chixoy-polochic fault and its associated fractures in western guatemala. *Geological Society of America Bulletin* **93**(1), 57–67.
- ESPINO INFANTES, M. (1994). Estabilización de la superficie libre en la solución de ecuaciones shallow-water por elementos finitos. aplicaciones oceanográficas .
- ESPURT, N., FUNICIELLO, F., MARTINOD, J., GUILLAUME, B., REGARD, V., FACCENNA, C. & BRUSSET, S. (2008). Flat subduction dynamics and deformation of the south american plate. *insights from analog modeling* **27**, TC3011.

- FACCENDA, M. (2014). Mid mantle seismic anisotropy around subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **227**, 1–19.
- FERRARI, L. (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology* **32**(1), 77–80. URL <https://doi.org/10.1130/G19887.1>.
- FERRARI, L., BERGOMI, M., MARTINI, M., TUNESI, A., OROZCO-ESQUIVEL, T. & LÓPEZ-MARTÍNEZ, M. (2014). Late cretaceous-oligocene magmatic record in southern Mexico: The case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary. *Tectonics* **33**(9), 1738–1765.
- FERRARI, L., OROZCO-ESQUIVEL, T., MANEA, V. & MANEA, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>.
- FERRARI, L., OROZCO-ESQUIVEL, T., MANEA, V. & MANEA, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* **522**, 122–149.
- FICINI, E., DAL ZILIO, L., DOGLIONI, C. & GERYA, T. (2017). Horizontal mantle flow controls subduction dynamics. *Scientific reports* **7**(1), 1–7.
- FORTE, A. M., PELTIER, W. R., DZIEWONSKI, A. M. & WOODWARD, R. L. (1993). Dynamic surface topography: a new interpretation based upon mantle flow models derived from seismic tomography. *Geophysics Research Letters* **20**(3), 225–228.
- FORTE, A. M. & WOODWARD, R. L. (1997). Seismic-geodynamics constraints on three-dimensional structure, vertical flow, and heat transfer in the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **102**(B8), 17981–17994.
- FRENCH, S. W. & ROMANOWICZ, B. (2015). Broad plumes rooted at the base of the earth's mantle beneath major hotspots. *Nature* **525**(7567), 95–99.
- FRISCH, W., MESCHÉDE, M. & SICK, M. (1992). Origin of the central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin* **104**(10), 1301–1314.
- FUKAO, Y. & OBAYASHI, M. (2013). Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **118**(11), 5920–5938.
- FUKAO, Y., OBAYASHI, M. & NAKAKUKI, T. (2009). Stagnant Slab: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **37**(1), 19–46. URL <http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.earth.36.031207.124224>.
- FUKAO, Y., WIDIYANTORO, S. & OBAYASHI, M. (2001). Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Rev. Geophys.* **39**(1999), 291–323.
- GALEANO URUEÑA, C. H., MANTILLA GONZALEZ, J. M. & GARZÓN ALVARADO, D. A. (2009). Implementación del método de estabilización de Petrov-Galerkin en contracorriente para la solución numérica de problemas altamente advectivos. *Ingeniería e Investigación* **29**(2), 81–87.

- GAREL, F., GOES, S., DAVIES, D. R., DAVIES, J. H., KRAMER, S. C. & WILSON, C. R. (2014). Interaction of subducted slabs with the mantle transition-zone: A regime diagram from 2-D thermo-mechanical models with a mobile trench and an overriding plate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**(5), 1739–1765.
- GARZÓN-ALVARADO, D., GALEANO, C. & DUQUE-DAZA, C. (). Application of petrov-galerkin method in stabilization solution of advection-diffusionreaction... .
- GERYA, T. (2010). *Introduction to numerical geodynamics modelling*, Cambridge University Press, Cambridge, vol. 1.
- GERYA, T. V. & YUEN, D. A. (2003). Rayleigh–taylor instabilities from hydration and melting propel ‘cold plumes’ at subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* **212**(1-2), 47–62.
- GERYA, T. V., YUEN, D. A. & SEVRE, E. O. (2004). Dynamical causes for incipient magma chambers above slabs. *Geology* **32**(1), 89–92.
- GIUNTA, G., BECCALUVA, L. & SIENA, F. (2006). Caribbean plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta* , 265–278.
- GOES, S., AGRUSTA, R., VAN HUNEN, J. & GAREL, F. (2017). Subduction-transition zone interaction: A review. *Geosphere* **13**(3), 644–664.
- GOES, S., CAPITANIO, F., MORRA, G., SETON, M. & GIARDINI, D. (2011). Signatures of downgoing plate-buoyancy driven subduction in cenozoic plate motions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **184**(1-2), 1–13.
- GOES, S., CAPITANIO, F. A. & MORRA, G. (2008). Evidence of lower-mantle slab penetration phases in plate motions. *Nature* **451**(7181), 981–984. URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/nature06691>.
- GORBATOV, A. & FUKAO, Y. (2005). Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction. *Geophysical Journal International* **160**(3), 849–854.
- GORDON, I. & HELLER, P. L. (1993). Evaluating major controls on basinal stratigraphy, pine valley, nevada: Implications for syntectonic deposition. *Geological Society of America Bulletin* **105**(1), 47–55.
- GORDON, M. B. & MUEHLBERGER, W. R. (1994). Rotation of the chortis block causes dextral slip on the guayape fault. *Tectonics* **13**(4), 858–872.
- GORDON, S. J. & BRADY, P. V. (2002). In situ determination of long-term basaltic glass dissolution in the unsaturated zone. *Chemical Geology* **190**(1-4), 113–122.
- GOSE, W. A. (1985). Paleomagnetic results from honduras and their bearing on caribbean tectonics. *Tectonics* **4**(6), 565–585.
- GRAHAM, R., PINDELL, J., VILLAGÓMEZ, D., MOLINA-GARZA, R., GRANATH, J. & SIERRA-ROJAS, M. (2021). Integrated cretaceous–cenozoic plate tectonics and structural geology in southern mexico. *Geological Society, London, Special Publications* **504**(1), 285–314.
- GUZMÁN-SPEZIALE, M. & MENESES-ROCHA, J. (2000). The north america–caribbean plate boundary west of the motagua–polochic fault system: a fault jog in southeastern mexico. *Journal of South American Earth Sciences* **13**(4-5), 459–468.

- GUZMÁN-SPEZIALE, M., PENNINGTON, W. D. & MATUMOTO, T. (1989). The triple junction of the north america, cocos, and caribbean plates: Seismicity and tectonics. *Tectonics* **8**(5), 981–997.
- GUZMÁN-SPEZIALE, M. & ZÚÑIGA, F. R. (2016). Differences and similarities in the cocos–north america and cocos–caribbean convergence, as revealed by seismic moment tensors. *Journal of South American Earth Sciences* **71**, 296–308. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981115300687>.
- HAFKENSCHIED, E., WORTEL, M. & SPAKMAN, W. (2006). Subduction history of the tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **111**(B8).
- HALL, C. E., FISCHER, K. M., PARMENTIER, E. & BLACKMAN, D. K. (2000). The influence of plate motions on three-dimensional back arc mantle flow and shear wave splitting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **105**(B12), 28009–28033.
- HAMMOND, W. C. & TOOMEY, D. R. (2003). Seismic velocity anisotropy and heterogeneity beneath the mantle electromagnetic and tomography experiment (melt) region of the east pacific rise from analysis of p and s body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **108**(B4).
- HANA I., V. D. B. A. P. V. N. J., VAN HUNEN J. (2002). The influence of rheological weakening and yield stress on the interaction of slabs with the 670 km discontinuity. *Earth and Planetary Science Letters* **199**(3-4), 447–457.
- HERRERA, I., CARRILLO, A. & HERNÁNDEZ, G. (2007). Aplicaciones de cómputo en paralelo a sistemas continuos. *Instituto de Geofísica UNAM* .
- HERRMANN, U. R., NELSON, B. K. & RATSCHBACHER, L. (1994). The origin of a terrane: U/pb zircon geochronology and tectonic evolution of the xolapa complex (southern mexico). *Tectonics* **13**(2), 455–474.
- HIRTH, G. (2003). Laboratory constraints on the rheology of the upper mantle. In *Plastic Deformation of Minerals and Rocks. Review in Mineralogy and Geochemistry* **51**, 94–120.
- HIRTH, G. & KOHLSTEDT, D. (2003). *Rheology of the Upper Mantle and the Mantle Wedge: A View from the Experimentalists*. American Geophysical Union, pp. 83–105. URL <http://dx.doi.org/10.1029/138GM06>.
- HORN, I., FOLEY, S. F., JACKSON, S. E. & JENNER, G. A. (1994). Experimentally determined partitioning of high field strength-and selected transition elements between spinel and basaltic melt. *Chemical Geology* **117**(1-4), 193–218.
- HUGHES, T. (2000). *The Finite Element Method: Linear Static and Dynamic Finite Element analysis*, Dover, New York (8).
- HUNEN, J. V. (1971). *Shallow and buoyant lithospheric subduction: causes and implications from thermo-chemical numerical modeling*. Ph.D. thesis, Utrecht University.
- HUSKER, A., CASTELLANOS, J. C., PÉREZ-CAMPOS, X., VALENZUELA, R. W. & FRANK, W. B. (2021). Crust and upper-mantle seismic anisotropy variations from the coast to inland in central and Southern Mexico (2): correlations with tectonic tremor. *Geophysical Journal International* **228**(3), 1713–1723. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggab429>.

- HUSKER, A. & DAVIS, P. M. (2009). Tomography and thermal state of the cocos plate subduction beneath mexico city. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **114**(B4).
- HUTKO, A. R., BAHAVAR, M., TRABANT, C., WEEKLY, R. T., FOSSEN, M. V. & AHERN, T. (2017). Data products at the iris-dmc: Growth and usage. *Seismological Research Letters* **88**(3), 892–903.
- IRIONDO, A., PREMO, W. R., MARTINEZ-TORRES, L. M., BUDAHN, J. R., ATKINSON JR, W. W., SIEMS, D. F. & GUARÁS-GONZÁLEZ, B. (2004). Isotopic, geochemical, and temporal characterization of proterozoic basement rocks in the quitovac region, northwestern sonora, mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of laurentia. *Geological Society of America Bulletin* **116**(1-2), 154–170.
- JADAMEC, M. A. & BILLEN, M. I. (2010). Reconciling surface plate motions with rapid three-dimensional mantle flow around a slab edge. *Nature* **465**(7296), 338–341.
- JAMES, K. H. (2005). Arguments for and against the pacific origin of the caribbean plate and arguments for an in situ origin. *Caribbean Journal of Earth Science* **39**, 47–67.
- JAMES, K. H. (2006). Arguments for and against the pacific origin of the caribbean plate: discussion, finding for an inter-american origin. *Geologica Acta: an international earth science journal* **4**(1-2), 279–302.
- JAMES, K. H. (2007). The caribbean ocean plateau—an overview, and a different understanding. *Caribbean Plateau, Aberystwyth, Wales, UK., University of Wales, Institute of Geography and Earth Science*, 1–28.
- JEANLOZ, R. & THOMPSON, A. B. (1983). Phase transitions and mantle discontinuities. *Reviews of Geophysics* **21**(1), 51–74. URL <http://dx.doi.org/10.1029/RG021i001p00051>.
- JENKINS, J., DEUSS, A. & COTTAAR, S. (2017). Converted phases from sharp 1000 km depth mid-mantle heterogeneity beneath western europe. *Earth and Planetary Science Letters* **459**, 196–207.
- JOHNSTON, S. & THORKELSON, D. (1997). Cocos-Nazca slab window beneath central America. *Earth and Planetary Science Letters* **146**(3-4), 465–474.
- KANESHIMA, S. & YOSHIOKA, S. (2014). Dominant role of temperature on deep earthquake mechanics for the Tonga slab near the bottom of the upper mantle. *Earth, Planets and Space* **66**(1), 138. URL <http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/138>.
- KENNETT, B. L. N. & ENGDAHL, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International* **105**(2), 429–465. URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>.
- KEPPIE, D. F. (2012). Derivation of the chortis and chiapas blocks from the western gulf of mexico in the latest cretaceous–cenozoic: the pirate model. *International Geology Review* **54**(15), 1765–1775.
- KEPPIE, D. F. (2014). *The analysis of diffuse triple junction zones in plate tectonics and the Pirate Model of Western Caribbean tectonics*. Springer Science & Business Media.
- KEPPIE, D. F. & KEPPIE, J. D. (2012). An alternative pangea reconstruction for middle america with the chortis block in the gulf of mexico: tectonic implications. *International Geology Review* **54**(14), 1685–1696.

- KEPPIE, D. F. & KEPPIE, J. D. (2014). The yucatan, a laurentian or gondwanan fragment? geophysical and palinspastic constraints. *International Journal of Earth Sciences* **103**(5), 1501–1512.
- KEPPIE, J. D. & MORÁN-ZENTENO, D. J. (2005). Tectonic implications of alternative cenozoic reconstructions for southern mexico and the chortis block. *International Geology Review* **47**(5), 473–491.
- KEPPIE, J. D., MORÁN-ZENTENO, D. J., MARTINY, B. & GONZÁLEZ-TORRES, E. (2009). Synchronous 29–19 ma arc hiatus, exhumation and subduction of forearc in southwestern mexico. *Geological Society, London, Special Publications* **328**(1), 169–179.
- KERR, A. & HASTIE, A. (2009). Mantle plume or slab window?: Physical and geochemical constraints on the origin of the caribbean oceanic plateau. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 2009.
- KIDO, M. & CADEK, O. (1997). Dynamical consequences of mid-mantle viscosity stratification on mantle flows with an endothermic phase transition. *Earth and Planetary Science Letters* .
- KING, S. (2016). An evolving view of transition zone and midmantle viscosity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **17**.
- KING, S. D., LEE, C., VAN KEKEN, P. E., LENG, W., ZHONG, S., TAN, E., TOSI, N. & KAMEYAMA, M. C. (2010). A community benchmark for 2-D Cartesian compressible convection in the Earth's mantle. *Geophysical Journal International* **180**(1), 73–87.
- KLITGORD, K. D. & MAMMERICKX, J. (1982). Northern east pacific rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **87**(B8), 6725–6750. URL <http://dx.doi.org/10.1029/JB087iB08p06725>.
- KOPRIVA, D. A. (2009). *Implementing spectral methods for partial differential equations: Algorithms for scientists and engineers*. Springer Science & Business Media.
- KOSTOGLODOV, V. & BANDY, W. (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the rivera and north america plates. *Journal of Geophysical Research* **100**(B9), 17,977–17,989.
- KRONBICHLER, M., HEISTER, T. & BANGERTH, W. (2012). High accuracy mantle convection simulation through modern numerical methods. *Geophysical Journal International* **191**(1), 12–29.
- KRONER, U., ROSCHER, M. & ROMER, R. L. (2016). Ancient plate kinematics derived from the deformation pattern of continental crust: Paleo- and neo-tethys opening coeval with prolonged gondwana–laurussia convergence. *Tectonophysics* **681**, 220–233.
- LALLEMAND, S., HEURET, A., FACCENNA, C. & FUNICIELLO, F. (2008). Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics* **27**(3).
- LALLEMAND, S., PEYRET, M., VAN RIJSINGEN, E., ARCAÏ, D. & HEURET, A. (2018). Roughness characteristics of oceanic seafloor prior to subduction in relation to the seismogenic potential of subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **19**(7), 2121–2146.

- LEÓN SOTO, G. & VALENZUELA, R. W. (2013). Corner flow in the isthmus of tehuantepec, mexico inferred from anisotropy measurements using local intraslab earthquakes. *Geophysical Journal International* **195**(2), 1230–1238.
- LEVRESSE, G., GONZÁLEZ-PARTIDA, E., CARRILLO-CHAVEZ, A., TRITLLA, J., CAMPRUBÍ, A., CHEILLETZ, A., GASQUET, D. & DELOULE, E. (2004). Petrology, u/pb dating and (co) stable isotope constraints on the source and evolution of the adakite-related mezcala fe-au skarn district, guerrero, mexico. *Mineralium Deposita* **39**(3), 301–312.
- LIJUN, L. & STEGMAN, D. R. (2011). Segementation of the farallon slab. *Earth and Planetary Science Letters* **311**, 1–10.
- LIU, X. & CURRIE, C. A. (2019). Influence of upper plate structure on flat-slab depth: Numerical modeling of subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124**(12), 13150–13167. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JB018653>.
- LIU, X. & ZHONG, S. (2016). Constraining mantle viscosity structure for a thermochemical mantle using the geoid observation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **17**(3), 895–913.
- LIU, Z., DAI, L., LI, S., WANG, L., XING, H., LIU, Y., MA, F., DONG, H. & LI, F. (2021). When plateau meets subduction zone: A review of numerical models. *Earth-Science Reviews* **215**, 103556. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825221000556>.
- LYNNER, C. & LONG, M. D. (2014). Sub-slab anisotropy beneath the sumatra and circum-pacific subduction zones from source-side shear wave splitting observations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**(6), 2262–2281.
- LYON-CAEN, H., BARRIER, E., LASSERRE, C., FRANCO, A., ARZU, I., CHIQUIN, L., CHIQUIN, M., DUQUESNOY, T., FLORES, O., GALICIA, O., LUNA, J., MOLINA, E., PORRAS, O., REQUENA, J., ROBLES, V., ROMERO, J. & WOLF, R. (2006). Kinematics of the north american–caribbean–cocos plates in central america from new gps measurements across the polochic–motagua fault system. *Geophysical Research Letters* **33**(19). URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006GL027694>.
- MA, Y. & CLAYTON, R. W. (2015). Flat slab deformation caused by interplate suction force. *Geophysical Research Letters* **42**(17), 7064–7072.
- MAINPRICE, M., TOMMASI, C. & FROST, D. (2005). Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of earths upper mantle. *Nature* .
- MALFAIT, B. T. & DINKELMAN, M. G. (1972). Circum-caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin* **83**(2), 251–272.
- MAMMERICKX, J. & KLITGORD, K. D. (1982). Northern east pacific rise: Evolution from 25 m.y. b.p. to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **87**(B8), 6751–6759. URL <http://dx.doi.org/10.1029/JB087iB08p06751>.
- MANEA, V. & GURNIS, M. (2007). Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth and Planetary Science Letters* **264**(1-2), 22–45.

- MANEA, V., MANEA, M., KOSTOGLODOV, V., CURRIE, C. & SEWELL, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the mexican subduction zone beneath guerrero. *Geophysical Journal International* **158**(2), 775–784.
- MANEA, V. C. & MANEA, M. (2011a). Flat-slab thermal structure and evolution beneath central mexico. *Pure and Applied Geophysics* **168**(8), 1475–1487.
- MANEA, V. C. & MANEA, M. (2011b). Flat-slab thermal structure and evolution beneath central mexico. *Pure and Applied Geophysics* **168**, 1475–1487.
- MANEA, V. C., MANEA, M. & FERRARI, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics* **609**, 56–81. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039>.
- MANEA, V. C., MANEA, M., FERRARI, L., OROZCO-ESQUIVEL, T., VALENZUELA, R., HUSKER, A. & KOSTOGLODOV, V. (2017). A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in mexico, peru, and chile. *Tectonophysics* **695**, 27–52.
- MANN, P. (1999). Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from jurassic to present. In: *Sedimentary Basins of the World*, vol. 4. Elsevier, pp. 3–31.
- MANN, P., ROGERS, R. D. & GAHAGAN, L. (2007). Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. *Central America: geology, resources and hazards* **1**, 201–237.
- MANTON, W. (1996). The grenville of honduras. *Geo-logical Society of America* .
- MANTON, W. & MANTON, R. (1999). The southern flank of the tela basin, republic of honduras. In: *Sedimentary Basins of the World*, vol. 4. Elsevier, pp. 219–236.
- MAO, W. & ZHONG, S. (2018). Slab stagnation due to a reduced viscosity layer beneath the mantle transition zone. *Nature Geoscience* **11**(11), 876–881.
- MAO, W. & ZHONG, S. (2021). Formation of horizontally deflected slabs in the mantle transition zone caused by spinel-to-post-spinel phase transition, its associated grainsize reduction effects, and trench retreat. *Geophysical Research Letters* **48**(15), e2021GL093679.
- MARKEY, R. (1995). Mapa geológica de honduras, hoja de moroceli (geologic map of honduras, morocelli sheet): Tegucigalpa, honduras, instituto geográfico nacional, escala 1:50,000. .
- MARTINI, M. & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (2018). Tectono-stratigraphic evolution of eastern mexico during the break-up of pangea: A review. *Earth-Science Reviews* **183**, 38–55.
- MASE, G. E. & MASE, G. T. (1999). *Continuum Mechanics for Engineers*, vol. 1.
- MELGAR, D. & PÉREZ-CAMPOS, X. (2011). Imaging the moho and subducted oceanic crust at the isthmus of tehuantepec, mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics* **168**(8), 1449–1460. URL <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0199-5>.
- MELGAR, D., PÉREZ-CAMPOS, X., RAMIREZ-GUZMAN, L., SPICA, Z., ESPÍNDOLA, V. H., HAMMOND, W. C. & CABRAL-CANO, E. (2018). Bend faulting at the edge of a flat slab: The 2017 mw7. 1 puebla-morelos, mexico earthquake. *Geophysical Research Letters* **45**(6), 2633–2641.
- MENARD, H. W. (1978). Fragmentation of the farallon plate by pivoting subduction. *The Journal of Geology* **86**(1), 99–110. URL <https://doi.org/10.1086/649658>.

- MERIZALDE, L. V. (2006). *Estudio Numérico y Experimental de Flujo Rayleigh-Bénard en Cavidades Cúbicas para Régimen Transitorio y Turbulento*.
- MESCHEDE, M. (1998). The impossible galapagos connection: geometric constraints for a near-american origin of the caribbean plate. *Geologische Rundschau* **87**(2), 200–205.
- MESCHEDE, M. & FRISCH, W. (1998). A plate-tectonic model for the mesozoic and early cenozoic history of the caribbean plate. *Tectonophysics* **296**(3-4), 269–291.
- MEZA-FIGUEROA, D., RUIZ, J., TALAVERA-MENDOZA, O. & ORTEGA-GUTIERREZ, F. (2003). Tectonometamorphic evolution of the acatlan complex eclogites (southern mexico). *Canadian Journal of Earth Sciences* **40**(1), 27–44.
- MILLS, R., HUGH, K., FERAY, D. E. & SWOLES, H. (1967). Mesozoic stratigraphy of honduras. *AAPG Bulletin* **51**(9), 1711–1786.
- MINOLI, C. A. & KOPRIVA, D. A. (2011). Discontinuous galerkin spectral element approximations on moving meshes. *Journal of Computational Physics* **230**(5), 1876–1902. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0021999110006534>.
- MITROVICA, J. & FORTE, A. (2004). A new inference of mantle viscosity based upon joint inversion of convection and glacial isostatic adjustment data. *Earth and Planetary Science Letters* **225**(1-2), 177–189.
- MOLINA-GARZA, R. S., GEISSMAN, J. W., WAWRZYNIEC, T. F., PENA ALONSO, T. A., IRIONDO, A., WEBER, B. & ARANDA-GÓMEZ, J. (2015). Geology of the coastal chiapas (mexico) miocene plutons and the tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression. *Lithosphere* **7**(3), 257–274.
- MOLINA-GARZA, R. S. & VALDIVIA, L. A. (2006). Paleomagnetism of the latest cretaceous-paleocene intrusive suite of the mezcala district, southern mexico. *Earth, planets and space* **58**(10), 1315–1322.
- MOLINA-GARZA, R. S., VAN HINSBERGEN, D. J., BOSCHMAN, L. M., ROGERS, R. D. & GANERØD, M. (2019). Large-scale rotations of the chortis block (honduras) at the southern termination of the laramide flat slab. *Tectonophysics* **760**, 36–57.
- MONTGOMERY, H., PESSAGNO JR, E. A., LEWIS, J. F. & SCHELLEKENS, J. (1994). Paleogeography of jurassic fragments in the caribbean. *Tectonics* **13**(3), 725–732.
- MORÁN-ZENTENO, D., MARTINY, B., SOLARI, L., MORI, L., LUNA-GONZÁLEZ, L. & GONZÁLEZ-TORRES, E. (2018). Cenozoic magmatism of the sierra madre del sur and tectonic truncation of the pacific margin of southern mexico. *Earth-Science Reviews* **183**, 85–114.
- MORÁN-ZENTENO, D. J., CERCA, M. & KEPPIE, J. D. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de méxico: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **57**(3), 319–341.
- MORÁN-ZENTENO, D. J., CORONA-CHAVEZ, P. & TOLSON, G. (1996). Uplift and subduction erosion in southwestern mexico since the oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters* **141**(1-4), 51–65.
- MORÁN-ZENTENO, D. J., KEPPIE, D. J., MARTINY, B. & GONZÁLEZ-TORRES, E. (2009). Reassessment of the paleogene position of the chortis block relative to southern mexico: hierarchical ranking of data and features. *Revista mexicana de ciencias geológicas* **26**(1), 177–188.

- MORENO, E. (2017). Estudio Geodinámico de la interacción entre las placas subducidas y el manto inferior, con aplicación para la zona de subducción Mexicana. URL https://tesiunam.dgb.unam.mx/F/FEAYKR1H61II8KHME2NTCEKL29JQE6PU2N5C2XR99KK2E9H2R9-12046?func=full-set-set&set_number=846961&set_entry=000179&format=999.
- MORENO, E. J. & MANEA, M. (2021). Geodynamic evaluation of the Pacific tectonic model for Chortis block evolution using 3D numerical models of subduction. *Journal of South American Earth Sciences*, 103604.
- MORESI, L. & GURNIS, M. (1996). Constraints on the lateral strength of slabs from three-dimensional dynamic flow models. *Earth and Planetary Science Letters* **138**(1-4), 15–28.
- MÜLLER, R. D., ROYER, J.-Y., CANDE, S. C., ROEST, W. R. & MASCHENKOV, S. (1999). New constraints on the late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. In: *Sedimentary basins of the world*, vol. 4. Elsevier, pp. 33–59.
- MÜLLER, R. D., SDROLIAS, M., GAINA, C. & ROEST, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**(4).
- MÜLLER, R. D., SETON, M., ZAHIROVIC, S., WILLIAMS, S. E., MATTHEWS, K. J., WRIGHT, N. M., SHEPHARD, G. E., MALONEY, K. T., BARNETT-MOORE, N., HOSSEINPOUR, M., BOWER, D. J. & CANNON, J. (2016). Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **44**(1), 107–138. URL <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>.
- NAVA LARA, S. V. & MANEA, V. C. (2022). Numerical models for slab tearing beneath southern Mexico and northern Central America. *Journal of South American Earth Sciences* **115**, 103771. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981122000621>.
- NELSON, B. A. (1997). Chronology and stratigraphy at La Quemada, Zacatecas, Mexico. *Journal of Field Archaeology* **24**(1), 85–109.
- NIELSEN, F. (2016). *Introduction to HPC with MPI for Data Science*. Springer.
- OBAYASHI, M., YOSHIMITSU, J., NOLET, G., FUKAO, Y., SHIOBARA, H., SUGIOKA, H., MIYAMACHI, H. & GAO, Y. (2013). Finite frequency whole mantle P wave tomography: Improvement of subducted slab images. *Geophysical Research Letters* **40**(21), 5652–5657.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1980). Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la Excursión Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, V Convención Geológica Nacional, 1980*.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SOLARI, L. A., ORTEGA-OBREGÓN, C., ELIAS-HERRERA, M., MARTENS, U., MORAN-ICAL, S., CHIQUIN, M., KEPPIE, J. D., DE LEÓN, R. T. & SCHAAF, P. (2007). The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach. *International Geology Review* **49**(11), 996–1024.
- ORTEGA-OBREGÓN, C., SOLARI, L., KEPPIE, J., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SOLÉ, J. & MORÁN-ICAL, S. (2008). Middle-late Ordovician magmatism and late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, Central Guatemala: implications for North America–Caribbean plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin* **120**(5-6), 556–570.

- PARDO, M. & SUÁREZ, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* **107**(B7), 357–373. URL <http://dx.doi.org/10.1029/95JB00919>.
- PARDO, M. & SUÁREZ, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos plates in southern mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **100**(B7), 12357–12373.
- PENG, D. & LIU, L. (2022). Quantifying slab sinking rates using global geodynamic models with data-assimilation. *Earth-Science Reviews* **230**, 104039. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825222001234>.
- PENG, D., LIU, L., HU, J., LI, S. & LIU, Y. (2021a). Formation of east asian stagnant slabs due to a pressure-driven cenozoic mantle wind following mesozoic subduction. *Geophysical Research Letters* **48**.
- PENG, D., LIU, L. & WANG, Y. (2021b). A newly discovered late-cretaceous east asian flat slab explains its unique lithospheric structure and tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **126**(10).
- PÉREZ-CAMPOS, X. & CLAYTON, R. W. (2014). Interaction of Cocos and rivera plates with the upper-mantle transition zone underneath central Mexico. *Geophysical Journal International* **197**(3), 1763–1769.
- PÉREZ-GUTIÉRREZ, R., SOLARI, L. A., GÓMEZ-TUENA, A. & MARTENS, U. (2009). Mesozoic geologic evolution of the xolapa migmatitic complex north of acapulco, southern mexico: implications for paleogeographic reconstructions. *Revista mexicana de ciencias geológicas* **26**(1), 201–221.
- PETRICCA, P. & CARMINATI, E. (2016). Present-day stress field in subduction zones: Insights from 3d viscoelastic models and data. *Tectonophysics* **667**, 48–62.
- PINDELL, J. & DEWEY, J. F. (1982). Permo-triassic reconstruction of western pangea and the evolution of the gulf of mexico/caribbean region. *Tectonics* **1**(2), 179–211.
- PINDELL, J., KENNAN, L., STANEK, K. P., MARESCH, W. & DRAPER, G. (2006). Foundations of gulf of mexico and caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta: an international earth science journal* **4**(1-2), 303–341.
- PINDELL, J. L. (1994). Evolution of the gulf of mexico and the caribbean. *Caribbean geology: an introduction* , 13–39.
- PINDELL, J. L. & BARRETT, S. F. (1991). Geological evolution of the caribbean region; a plate-tectonic perspective .
- 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, London, Special Publications* **328**(1), 1–55.
- PÉREZ-CAMPOS, X., KIM, Y., HUSKER, A., DAVIS, P. M., CLAYTON, R. W., IGLESIAS, A., PACHECO, J. F., SINGH, S. K., MANEA, V. C. & GURNIS, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters* **35**(18), n/a–n/a. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035127>. L18303.

- QUEVEDO, L., MORRA, G. & MÜLLER, R. (2012). Global paleo-lithospheric models for geodynamical analysis of plate reconstructions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **212**, 106–113.
- RAMAGE, A. & J., W. (1994). Iterative solution techniques for the Stokes and Navier-Stokes equations. *International Journal of Numerical Methods in Fluids* .
- RANALLI, G. (1995). *Rheology of the earth*.
- RATSCHBACHER, B. C., KELLER, C. B., SCHOENE, B., PATERSON, S. R., ANDERSON, J. L., OKAYA, D., PUTIRKA, K. & LIPPOLDT, R. (2018). A new workflow to assess emplacement duration and melt residence time of compositionally diverse magmas emplaced in a sub-volcanic reservoir. *Journal of Petrology* **59**(9), 1787–1809.
- RATSCHBACHER, L., RILLER, U., MESCHEDÉ, M., HERRMANN, U. & FRISCH, W. (1991). Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology* **19**(12), 1233–1236.
- REMPFER, D. (2003). Low-dimensional modeling and numerical simulation of transition in simple shear flows. *Annual review of fluid mechanics* **35**, 229.
- REPLUMAZ, A., KARASON, H., VAN DER HILST, R. D., BESSE, J. & TAPPONNIER, P. (2004). 4-d evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters* **221**(1-4), 103–115.
- REYNOLDS, S. J. (1982). *Geology and geochronology of the South Mountain, central Arizona*. Ph.D. thesis, University of Arizona, Tucson, Arizona.
- REYNOLDS, S. J. & LISTER, G. S. (1987). Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology* **15**(4), 362–366.
- RIEDEL, M. R. & KARATO, S.-I. (1997). Grain-size evolution in subducted oceanic lithosphere associated with the olivine-spinel transformation and its effects on rheology. *Earth and Planetary Science Letters* **148**(1-2), 27–43.
- RILLER, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1992). Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* **5**(3-4), 237–249.
- RINGWOOD, A. E. (1994). Role of the transition zone and 660 km discontinuity in mantle dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **86**(1-3), 5–24.
- RITCHIE, A. & FINCH, R. (1985). Widespread Jurassic strata on the Chortis block of the Caribbean plate. In: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, vol. 17.
- ROBERTS, N. V., DEMKOWICZ, L. & MOSER, R. (2015). A discontinuous Petrov–Galerkin methodology for adaptive solutions to the incompressible Navier–Stokes equations. *Journal of Computational Physics* **301**, 456–483.
- RODRIGUEZ, M., DEMETS, C., ROGERS, R., TENORIO, C. & HERNANDEZ, D. (2009). A GPS and modelling study of deformation in northern Central America. *Geophysical Journal International* **178**(3), 1733–1754. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04251.x>.
- ROGERS, R. (1995). Mapa geológica de Honduras, hoja de valle de Jamastrán: Tegulcigalpa, Honduras Instituto Geográfico Nacional, escala 1:50,000. .

- ROGERS, R. D. (2003). *Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America)*. The University of Texas at Austin.
- ROGERS, R. D., MANN, P. & EMMET, P. A. (2007a). Tectonic terranes of the chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. *Special Papers-Geological Society of America* **428**, 65.
- ROGERS, R. D., MANN, P., EMMET, P. A. & VENABLE, M. E. (2007b). Colon fold belt of honduras: Evidence for late cretaceous collision between the continental chortis block and intra-oceanic caribbean arc. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA* **428**, 129.
- ROSS, M. I. & SCOTese, C. R. (1988). A hierarchical tectonic model of the gulf of mexico and caribbean region. *Tectonophysics* **155**(1-4), 139–168.
- RUBIE, D. (1984). The olivine-spinel transformation and the rheology of subducting lithosphere. *Nature* **308**, 505–508.
- RUBIE, D. & ROSS, C. (1993). Kinetics of the olivine-spinel transformation in subducting lithosphere: experimental constraints and implications for deep slab processes. *phys Earth Planet* **86**, 223–241.
- SÁMANO, D. & SEN, M. (2009). *Mecánica de Fluidos*. URL <https://www3.nd.edu/~msen/MecFl.pdf>.
- SAVAGE, M. K. (1999). Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics* **37**(1), 65–106. URL <http://dx.doi.org/10.1029/98RG02075>.
- SCHAAF, P., HEINRICH, W. & BESCH, T. (1994). Composition and sm-nd isotopic data of the lower crust beneath san luis potosí, central mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology* **118**(1-4), 63–84.
- SHELLART, W. (2011). A subduction zone reference frame based on slab geometry and subduction partitioning of plate motion and trench migration. *Geophysical Research Letters* **38**(16).
- SHELLART, W., STEGMAN, D. & FREEMAN, J. (2008a). Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an earth reference frame based on minimizing viscous dissipation , 118–144.
- SHELLART, W. & STRAK, V. (2021). Geodynamic models of short-lived, long-lived and periodic flat slab subduction. *Geophysical Journal International* **226**(3), 1517–1541. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggab126>.
- SHELLART, W. P., FREEMAN, J., STEGMAN, D. R., MORESI, L. & MAY, D. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature* **446**(7133), 308–311.
- SHELLART, W. P. & RAWLINSON, N. (2013). Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **225**, 41–67.
- SHELLART, W. P., STEGMAN, D. R. & FREEMAN, J. (2008b). Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an earth reference frame based on minimizing viscous dissipation. *Earth-Science Reviews* **88**(1-2), 118–144.

- SCHLAG, L. (2014). *Discretization of compressible Stokes models for mantle convection*. Ph.D. thesis, Technische Universität München.
- SCHRÖDER, S., PETERSON, J. A., OBERMAIER, H., KELLOGG, L. H., JOY, K. I. & HAGEN, H. (2012). Visualization of flow behavior in earth mantle convection. *IEEE transactions on visualization and computer graphics* **18**(12), 2198–2207.
- SCHUBERT, G., YUEN, D. A. & TURCOTTE, D. L. (1975). Role of Phase-Transitions in a Dynamic Mantle. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **42**(2), 705–735.
- SCHWARTZ, D. P., CLUFF, L. S. & DONNELLY, T. W. (1979). Quaternary faulting along the caribbean-north american plate boundary in central america. *Tectonophysics* **52**(1-4), 431–445.
- SCOTT, R. W. & FINCH, R. (1999). Cretaceous carbonate biostratigraphy and environments in honduras. In: *Sedimentary Basins of the World*, vol. 4. Elsevier, pp. 151–165.
- SDROLIAS, M. & MÜLLER, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**(4).
- SDROLIAS, M. & MÜLLER, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**(4).
- SETON, M., FLAMENT, N., WHITTAKER, J., MÜLLER, R. D., GURNIS, M. & BOWER, D. J. (2015). Ridge subduction sparked reorganization of the pacific plate-mantle system 60–50 million years ago. *Geophysical Research Letters* **42**(6), 1732–1740. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015GL063057>.
- SETON, M., MÜLLER, R. D., ZAHIROVIC, S., WILLIAMS, S., WRIGHT, N. M., CANNON, J., WHITTAKER, J. M., MATTHEWS, K. J. & MCGIRR, R. (2020). A global data set of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **21**(10), e2020GC009214. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020GC009214>. E2020GC009214 2020GC009214.
- SETON, M., MÜLLER, R. D., ZAHIROVIC, S., GAINA, C., TORSVIK, T., SHEPHARD, G., TALSMA, A., GURNIS, M., TURNER, M., MAUS, S. *et al.* (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 ma. *Earth-Science Reviews* **113**(3-4), 212–270.
- SIGLOCH, K. & MIHALYNUK, M. G. (2013). Intra-oceanic subduction shaped the assembly of cordilleran north america. *Nature* **496**(7443), 50–56.
- SILVA-ROMO, G. & MENDOZA-ROSALES, C. C. (2009). Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de méxico: Erosión por subducción y detachment del bloque chortís. *Revista mexicana de ciencias geológicas* **26**(1), 163–164.
- SINTON, C. & DUNCAN, R. (1997). Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the cenomanian-turonian boundary. *Economic Geology* **92**(7-8), 836–842.
- SMITH, G. P., WIENS, D. A., FISCHER, K. M., DORMAN, L. M., WEBB, S. C. & HILDEBRAND, J. A. (2001). A complex pattern of mantle flow in the lau backarc. *Science* **292**(5517), 713–716.
- SOLARI, L., DE LEÓN, R. T., HERNÁNDEZ PINEDA, G., SOLÉ, J., SOLÍS-PICHARDO, G. & HERNÁNDEZ-TREVIÑO, T. (2007). Tectonic significance of cretaceous-tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the xolapa complex, tierra colorada area, southern mexico. *Geological Society of America Bulletin* **119**(9-10), 1265–1279.

- SOLARI, L. A., KEPPIE, J. D., GUTIÉRREZ, F. O., CAMERON, K. L. & LOPEZ, R. (2004). ~ 990 ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of oaxaquia, mexico: U pb zircon geochronological and common pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **21**(2), 212–225.
- STERN, C. R. (2011). Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research* **20**(2-3), 284–308.
- STERN, R. J. & SCHOLL, D. W. (2010). Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes. *International Geology Review* **52**(1), 1–31.
- STUBAILO, I. (2015). *Seismic anisotropy below Mexico and its implications for mantle dynamics*. University of California, Los Angeles.
- STUBAILO, I., BEGHEIN, C. & DAVIS, P. M. (2012). Structure and anisotropy of the mexico subduction zone based on rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the trans-mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **117**(B5), n/a–n/a. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008631>. B05303.
- STYRON, R., GARCÍA-PELAEZ, J. & PAGANI, M. (2020). Ccaf-db: the caribbean and central american active fault database. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **20**(3), 831–857. URL <https://nhess.copernicus.org/articles/20/831/2020/>.
- SUENAGA, N., YOSHIOKA, S., MATSUMOTO, T. & JI, Y. (2018). Two-dimensional thermal modeling associated with subduction of the philippine sea plate in southern kyushu, japan. *Tectonophysics* **723**, 288–296.
- SUNG, C. & BURNS, R. (1976). Kinetics of high- pressure phase transformations: implications to the evolution of the olivine-spinel transition in the downgoing lithosphere and its consequences on the dynamics of the mantle. *Tectonophysics* .
- SYRACUSE, E. M., VAN KEKEN, P. E. & ABERS, G. A. (2010). The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **183**(1), 73–90. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920110000300>. Special Issue on Deep Slab and Mantle Dynamics.
- TAJIMA, F., YOSHIDA, M. & OHTANI, E. (2015). Conjecture with water and rheological control for subducting slab in the mantle transition zone. *Geoscience Frontiers* **6**(1), 79–93. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.12.005>.
- TALAVERA-MENDOZA, O., RUIZ, J., CORONA-CHAVEZ, P., GEHRELS, G. E., SARMIENTO-VILLAGRANA, A., GARCÍA-DÍAZ, J. L. & SALGADO-SOUTO, S. A. (2013). Origin and provenance of basement metasedimentary rocks from the xolapa complex: New constraints on the chortis–southern mexico connection. *Earth and Planetary Science Letters* **369**, 188–199.
- TAN, E., CHOI, E., THOUTIREDDY, P., GURNIS, M. & AIVAZIS, M. (2006a). Geoframework: Coupling multiple models of mantle convection within a computational framework. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**(6).
- TAN, E., CHOI, E., THOUTIREDDY, P., GURNIS, M. & AIVAZIS, M. (2006b). GeoFramework: Coupling multiple models of mantle convection within a computational framework. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**(6), 1–14.

- TAN, E., LENG, W., ZHONG, S. & GURNIS, M. (2011). On the location of plumes and lateral movement of thermochemical structures with high bulk modulus in the 3-D compressible mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **12**(7), 1–13.
- TAN EH, GURNIS MICHAEL, ARMENDARIZ LUIS STRAND, LEIF KIENZT, S. (2014). CitcomS (User Manuel, Version 3.30) .
- TETZLAFF, M. & SCHMELING, H. (2009). Time-dependent interaction between subduction dynamics and phase transition kinetics. *Geophysics* URL <http://doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04182.x>.
- TÖKSOV, M., MINEAR, L. & B., J. (1971). Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *Geophys. Res* **76**.
- TOLSON, G. (1993). Structural geology and tectonic evolution of the santa rosa area, sw mexico state, mexico. *Geofísica Internacional* **32**(3), 397–413.
- TOLSON-JONES, G. (1998). *Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermo-barométricos*. Ph.D. thesis, México, Universidad Nacional Autónoma de México.
- TORII, Y. & YOSHIOKA, S. (2007a). Physical conditions producing slab stagnation: Constraints of the Clapeyron slope, mantle viscosity, trench retreat, and dip angles. *Tectonophysics* **445**(3-4), 200–209.
- TORII, Y. & YOSHIOKA, S. (2007b). Physical conditions producing slab stagnation: Constraints of the clapeyron slope, mantle viscosity, trench retreat, and dip angles. *Tectonophysics* **445**(3-4), 200–209.
- TRABANT, C., VAN FOSSEN, M., BAHAVAR, M., WEEKLY, R. & CARTER, J. (2019). Iris earth model collaboration (emc): share, preview and access. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 2019.
- TURCOTTE, D. L. & SCHUBERT, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge university press.
- VALENCIA, L. (2005). *Estudio Numérico y Experimental de Flujo Rayleigh-Bérnard en Cavidades Cúbicas para Régimen Transitorio y Turbulento*. Ph.D. thesis, Universidad Rovira i Virgili.
- VALENCIA, MARTÍN. ORTEGA, A. (2011). *Cretácico Tardío-Eoceno Medio En El Noroeste De México-Evolución Del Arco Magmático Continental Y Su contexto Geodinámico (Orogenia Laramide)*.
- VALENZUELA, R. & LEÓN, G. (2017). Shear wave splitting and mantle flow in méxico: what have we learned? *Geofísica internacional* **2**(56), 187–217.
- VALERA, J. (2010). *Desarrollo y aplicación de modelos numéricos termomecánicos de procesos de delaminación continental*. Ph.D. thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- VAN BENTHEM, S., GOVERS, R., SPAKMAN, W. & WORTEL, R. (2013). Tectonic evolution and mantle structure of the caribbean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **118**(6), 3019–3036.
- VAN HINSBERGEN, D. J., LIPPERT, P. C. & HUANG, W. (2017). Unfeasible subduction? *Nature Geoscience* **10**(12), 878–879.

- VAN HUNEN, J., VAN DEN BERG, A. P. & VLAAR, N. J. (2004). Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger earth: a numerical parameter study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **146**(1-2), 179–194.
- VAN ZELST, I., WOLLHERR, S., MADDEN, E., GABRIEL, A.-A. & VAN DINTHER, Y. (2018). A coupled method using longterm subduction models to provide realistic conditions for dynamic earthquake models. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 2018.
- VARGAS, M. (2010). “ *Cálculo de Estructuras Utilizando Elemento Finito con Cómputo en Paralelo* ”. Ph.D. thesis, Centro de Investigación en Matemáticas (CIMAT).
- VENABLE, M. (1994). *A geological, tectonic, and metallogenetic evaluation of the Siuna terrane*. Ph.D. thesis, Tucson, Arizona, University of Arizona.
- VILAND, J., HENRY, B. *et al.* (1996). Late jurassic deformation in honduras. proposals for a revised regional stratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences* **9**(3-4), 153–160.
- VILLAGÓMEZ, D. & PINDELL, J. (2020). Thermochronology of the southern mexican margin (xolapa belt), acapulco to puerto angel: Crustal dynamics of a trench–trench–transform triple junction. *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins. Geological Society of America, Special Papers* **546**.
- WANG, C., GORDON, R. G., ZHANG, T. & ZHENG, L. (2019). Observational test of the global moving hot spot reference frame. *Geophysical Research Letters* **46**(14), 8031–8038. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL083663>.
- WHITE, W. M. (1985). Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology* **13**(2), 115–118.
- YAMAZAKI, D., INOUE, T. O. & IRUFUNE, T. (1997). Grain growth kinetics of ring- woodite and its implication for rheology of the subducting slab. *Earth Planet .*
- YANG, T., GRAND, S., S. GUZMAN, GOMEZ, T., J. DOMINGUEZ & NI, J. (2009a). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research* URL <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005830>.
- YANG, T., GRAND, S. P., WILSON, D., GUZMAN-SPEZIALE, M., GOMEZ-GONZALEZ, J. M., DOMINGUEZ-REYES, T. & NI, J. (2009b). Seismic structure beneath the rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **114**(B1), n/a–n/a. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005830>. B01302.
- YOSHIDA, M. (2017). Trench dynamics: Effects of dynamically migrating trench on subducting slab morphology and characteristics of subduction zones systems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **268**, 35–53. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920116302394>.
- YOSHIOKA, S. & MATSUOKA, Y. (2013). Interplate coupling along the nankai trough, southwest japan, inferred from inversion analyses of gps data: effects of subducting plate geometry and spacing of hypothetical ocean-bottom gps stations. *Tectonophysics* **600**, 165–174.
- YOSHIOKA, S. & SANSHADOKORO, H. (2002). Numerical simulations of deformation and dynamics of horizontally lying slabs. *Geophysical Journal International* **151**(1), 69–82.

- ZAHIROVIC, S., FLAMENT, N., DIETMAR MÜLLER, R., SETON, M. & GURNIS, M. (2016a). Large fluctuations of shallow seas in low-lying southeast Asia driven by mantle flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **17**(9), 3589–3607.
- ZAHIROVIC, S., MATTHEWS, K. J., FLAMENT, N., MÜLLER, R. D., HILL, K. C., SETON, M. & GURNIS, M. (2016b). Tectonic evolution and deep mantle structure of the eastern tethys since the latest jurassic. *Earth-Science Reviews* **162**, 293–337.
- ZEMANSKY, M. & DITTMAN, M. (1986). *Calor y Termodinamica*, vol. 6. URL [#0](http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:CONTINUUM+mechanics+for+ENGINEERS).
- ZEMANSKY, M. W. & DITTMAN, R. H. (1998). Heat and thermodynamics.
- ZENIT, R. (2017). Apuntes en Mecánica de Fluidos. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones en Materiales*.
- ZHENG, L., GORDON, R. G. & KREEMER, C. (2014). Absolute plate velocities from seismic anisotropy: Importance of correlated errors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **119**(9), 7336–7352. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JB010902>.
- ZHONG, S., MCNAMARA, A., TAN, E., MORESI, L. & GURNIS, M. (2008). A benchmark study on mantle convection in a 3-D spherical shell using CitcomS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**(10), 1–32.
- ZHONG, S., YUEN, D., MORESI, L. & SCHUBERT, G. (2007). Numerical methods in mantle convection. *Treatise on Geophysics* URL <http://www.academia.edu/download/30982910/201.pdf>.
- ZHONG, S., ZUBER, M. T., MORESI, L. & GURNIS, M. (2000). Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **105**(B5), 11063–11082. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JB900003>.
- ZHU, H., STERN, R. J. & YANG, J. (2020). Seismic evidence for subduction-induced mantle flows underneath middle america. *Nature communications* **11**(1), 1–12.

Anexos

6.3. Código para la reproducción de la hipótesis del Pacífico

El código de la hipótesis del Pacífico fue el primero en ser construido, en este caso, el movimiento planteado para el Bloque Chortis era un poco diferente con respecto a los modelos tradicionales. En esta reproducción, hace 45 Ma, las trincheras inicial debía estar ubicada a 1100 km de su posición actual y rotar 40° a lo largo de un arco. Se usa la metodología de interpolación transfinita para dividir el dominio, donde la trincheras en el Bloque Chortis se moverá en el espacio, con respecto a los 45 Ma de simulación numérica. A su vez, el dominio de la placa de Norteamérica se divide de igual forma, en 45 trincheras espaciadas igualmente para modelar ya sea el retroceso de la trincheras o avance de esta. El código cuenta con tres módulos: un Main, el módulo de interpolación y el módulo que divide el dominio de regiones que se pueden mover con velocidades diferentes. Por ejemplo, el Bloque Chortis para la hipótesis del Pacífico, se mueve hacia el Sureste, mientras que la placa de Norteamérica se mueve hacia el Suroeste. Estos cambio de velocidad que me definen cada placa del modelo, son divididas en regiones. El primer código es el de la interpolación transfinita.

```
# -*- coding: utf-8 -*-
"""
Editor de Spyder
@author: Erika

"""

import numpy as np
#from scipy.interpolate import griddata
#from mpl_toolkits.mplot3d.axes3d import *
from matplotlib import cm
import matplotlib.pyplot as plt
import math
import scipy
import interpolacion2 as interpolacion

desplazamiento=0.28/2.0

desplazamiento2=0.17

radio=0.86

Age=138

alfa=np.linspace((math.pi/2.0)+desplazamiento,(math.pi/2.0)-desplazamiento, Age)
alfa2=np.linspace((math.pi/2.0)+desplazamiento,(math.pi/2.0)+desplazamiento-
desplazamiento2, Age)

#print alfa
```

```

centro_fi=0.95
centro_th=0.71

x_c=[]
y_c=[]
x_c2=[]
y_c2=[]

x_c=np.zeros(len(alfa))
y_c=np.zeros(len(alfa))

x_c2=np.zeros(len(alfa))
y_c2=np.zeros(len(alfa))

f = open('datos_circulo.dat', 'w')
for m in range(len(alfa)):
    x_c[m]=(centro_fi+radio*np.cos(alfa[m]))
    y_c[m]=(centro_th+radio*np.sin(alfa[m]))

    x_c2[m]=(centro_fi+radio*np.cos(alfa2[m]))
    y_c2[m]=(centro_th+radio*np.sin(alfa2[m]))

    f.write("%1.3f_%1.3f\n" %(x_c[m], y_c[m]))
f.close()

#plt.plot(x_c, y_c, 'o')
#plt.plot(centro_fi, centro_th, '*')
#plt.plot(0.67168, 1.52376, '+')
#plt.axis('equal')

Gamma1_y, Gamma1_x= np.loadtxt('trinchera_chortia_1.dat', unpack=True)
Gamma2_y, Gamma2_x= np.loadtxt('trinchera2.dat', unpack=True)
Gamma2_y_Mod, Gamma2_x_Mod=np.loadtxt('trinchera2.dat', unpack=True)

longi_Gamma1=len(Gamma1_y)

traslacion1_x=x_c[0]-Gamma1_x[0]
traslacion1_y=y_c[0]-Gamma1_y[0]

traslacion2_x=x_c[len(x_c)-1]-Gamma2_x[0]
traslacion2_y=y_c[len(y_c)-1]-Gamma2_y[0]

traslacion4_x=x_c2[len(x_c2)-1]-Gamma2_x_Mod[0]
traslacion4_y=y_c2[len(y_c2)-1]-Gamma2_y_Mod[0]

for i in range(len(Gamma1_x)):

    Gamma1_x[i]=Gamma1_x[i]+traslacion1_x
    Gamma1_y[i]=Gamma1_y[i]+traslacion1_y
    Gamma2_x[i]=Gamma2_x[i]+traslacion2_x
    Gamma2_y[i]=Gamma2_y[i]+traslacion2_y

    Gamma2_x_Mod[i]=Gamma2_x_Mod[i]+traslacion4_x
    Gamma2_y_Mod[i]=Gamma2_y_Mod[i]+traslacion4_y

    translacion3_x=x_c[0]-Gamma1_x[i]
    translacion3_y=y_c[0]-Gamma1_y[i]

```

```

Gamma1_x[i]=x_c[0]-traslacion3_x
Gamma1_y[i]=y_c[0]+traslacion3_y

traslacion3_x=x_c[0]-Gamma2_x[i]
traslacion3_y=y_c[0]-Gamma2_y[i]
Gamma2_x[i]=x_c[0]-traslacion3_x
Gamma2_y[i]=y_c[0]+traslacion3_y

traslacion3_x=x_c2[len(x_c2)-1]-Gamma2_x_Mod[i]
traslacion3_y=y_c2[len(x_c2)-1]-Gamma2_y_Mod[i]
Gamma2_x_Mod[i]=x_c2[len(x_c2)-1]-traslacion3_x
Gamma2_y_Mod[i]=y_c2[len(x_c2)-1]+traslacion3_y

Gamma4_x=[]
Gamma4_y=[]
Gamma4_x=np.zeros(len(alfa))
Gamma4_y=np.zeros(len(alfa))

recta_x=Gamma2_x[len(Gamma2_x)-1]-Gamma1_x[len(Gamma1_x)-1]
recta_y=Gamma2_y[len(Gamma2_y)-1]-Gamma1_y[len(Gamma1_y)-1]

for j in range(len(alfa)):

    Gamma4_x[j]=(float(j)/float(len(alfa)-1))*recta_x+Gamma1_x[len(Gamma1_x)-1]
    Gamma4_y[j]=(float(j)/float(len(alfa)-1))*recta_y+Gamma1_y[len(Gamma1_y)-1]
    if j>0:
        for i in range(1,len(Gamma1_x)):

            x1=Gamma4_x[j-1]
            x2=Gamma4_x[j]

            y1=Gamma4_y[j-1]
            y2=Gamma4_y[j]

            xi1=Gamma2_x_Mod[i-1]
            xi2=Gamma2_x_Mod[i]

            eta1=Gamma2_y_Mod[i-1]
            eta2=Gamma2_y_Mod[i]

            delx=x2-x1
            dely=y2-y1

            delGx=xi2-xi1
            delGy=eta2-eta1

            t=(delx*(eta1-y1)+dely*(x1-xi1))/(dely*delGx-delGy*delx)
            s=(xi1+delGx*t-x1)/delx

            if t>0 and t<1 and s>0 and s<1:
                interR=j
                interC=i
                xinter=xi1+delGx*t
                yinter=eta1+delGy*t
                print (interC)

#print

#plt.plot(xinter,yinter,'*')

```

```

datos = []
for i in range(interC):
    datos.append([Gamma2_y_Mod[i], Gamma2_x_Mod[i]])

datos.append([yinter, xinter])

grafy, grafx = interpolacion.SplineCubic(len(Gamma2_y_Mod), datos)

Gamma3_x = x.c2
Gamma3_y = y.c2

plt.plot(Gamma1_x, Gamma1_y)
plt.plot(Gamma2_x, Gamma2_y)

plt.plot(grafx, grafy, 'o')

plt.plot(Gamma3_x, Gamma3_y)
plt.plot(Gamma4_x, Gamma4_y)

N = len(Gamma1_x)
Gamma1_x = list(reversed(Gamma1_x))
Gamma1_y = list(reversed(Gamma1_y))

Curva1_Ymin1 = Gamma1_y[0];
Curva1_Ymax1 = Gamma1_y[N-1];

for i in range(len(Gamma2_x)):
    Gamma2_x[i] = grafx[i]
    Gamma2_y[i] = grafy[i]

Gamma2_x = list(reversed(Gamma2_x))
Gamma2_y = list(reversed(Gamma2_y))
#Calculo de las rotaciones de las de las Gammas#-----

pendiente = (Gamma4_y[5] - Gamma4_y[0]) / (Gamma4_x[5] - Gamma4_x[0])
angulo = math.atan(pendiente)
#angulo=6

#Vectores directores
p=0
vector_x_gamma1 = []
vector_x_gamma1 = np.zeros(len(Gamma1_y))
vector_y_gamma1 = []
vector_y_gamma1 = np.zeros(len(Gamma1_y))

vector_x_gamma2 = []
vector_x_gamma2 = np.zeros(len(Gamma1_y))
vector_y_gamma2 = []
vector_y_gamma2 = np.zeros(len(Gamma1_y))

vector_x_gamma3 = []
vector_x_gamma3 = np.zeros(len(Gamma4_y))
vector_y_gamma3 = []
vector_y_gamma3 = np.zeros(len(Gamma4_y))

vector_x_gamma4 = []
vector_x_gamma4 = np.zeros(len(Gamma4_y))

```

```

vector_y_gamma4=[]
vector_y_gamma4=np.zeros(len(Gamma4.y))

for p in range(len(Gamma1.y)):
    vector_x_gamma1[p]=(((Gamma1.x[p]-centro_fi)*np.cos(-angulo))-((Gamma1.y[p]-
        centro_th)*np.sin(-angulo)))+centro_fi
    vector_y_gamma1[p]=(((Gamma1.x[p]-centro_fi)*np.sin(-angulo))+((Gamma1.y[p]-
        centro_th)*np.cos(-angulo)))+centro_th
    vector_x_gamma2[p]=(((Gamma2.x[p]-centro_fi)*np.cos(-angulo))-((Gamma2.y[p]-
        centro_th)*np.sin(-angulo)))+centro_fi
    vector_y_gamma2[p]=(((Gamma2.x[p]-centro_fi)*np.sin(-angulo))+((Gamma2.y[p]-
        centro_th)*np.cos(-angulo)))+centro_th

f = open('circunferencia.dat', 'w')
for p in range(len(Gamma4.y)):
    vector_x_gamma3[p]=(((Gamma3.x[p]-centro_fi)*np.cos(-angulo))-((Gamma3.y[p]-
        centro_th)*np.sin(-angulo)))+centro_fi
    vector_y_gamma3[p]=(((Gamma3.x[p]-centro_fi)*np.sin(-angulo))+((Gamma3.y[p]-
        centro_th)*np.cos(-angulo)))+centro_th
    vector_x_gamma4[p]=(((Gamma4.x[p]-centro_fi)*np.cos(-angulo))-((Gamma4.y[p]-
        centro_th)*np.sin(-angulo)))+centro_fi
    vector_y_gamma4[p]=(((Gamma4.x[p]-centro_fi)*np.sin(-angulo))+((Gamma4.y[p]-
        centro_th)*np.cos(-angulo)))+centro_th

    f.write(str(vector_x_gamma3[p])+"\t"+str(vector_y_gamma3[p])+"\n")
f.close()

Gamma1_x=vector_x_gamma1
Gamma1_y=vector_y_gamma1
Gamma2_x=vector_x_gamma2
Gamma2_y=vector_y_gamma2

Gamma3_x=vector_x_gamma3
Gamma3_y=vector_y_gamma3

Gamma4_x=vector_x_gamma4
Gamma4_y=vector_y_gamma4

#plt.plot(Gamma1_x, Gamma1_y)
#plt.plot(Gamma2_x, Gamma2_y)
#plt.plot(Gamma3_x, Gamma3_y)
#plt.plot(Gamma4_x, Gamma4_y)

#for j in range(len(alfa)):
#    #distancia=math.sqrt((vector_x_gamma3[j]-centro_fi)**2+(vector_y_gamma3[j]-
#        centro_th)**2)
#    #print distancia

#plt.plot(vector_x_gamma4, vector_y_gamma4)
#plt.plot(vector_x_gamma1, vector_y_gamma1)
#plt.plot(vector_x_gamma2, vector_y_gamma2)
#plt.plot(vector_x_gamma3, vector_y_gamma3)
#plt.plot(centro_fi, centro_th, '*')
#-----INTERPOLACION
#TRANSFINITA-----

```

```

#print Gamma1_x, Gamma1_y

#print reverso
#print Gamma2_x, Gamma2_y
M_x=np.empty((Age,N))
M_y=np.empty((Age,N))

k=0
l=0
delta_y=Curva1_Ymax1-Curva1_Ymin1
f = open('resultados.dat', "w")
for k in range (Age):
    xi=float(k)/float(Age-1)
    for l in range(len(Gamma1_x)):
        eta=(Gamma1_y[l]-Curva1_Ymin1)/delta_y
        M_x[Age-k-1][l]=((1.0-xi)*Gamma1_x[l]+xi*Gamma2_x[l]+((Curva1_Ymax1-
            Gamma1_y[l])*(Gamma4_x[k]))+((eta)*(Gamma3_x[k]))-((1.0-xi)*(((
            Curva1_Ymax1-Gamma1_y[l])*(Gamma4_x[0]))+((eta)*(Gamma3_x[0]))))-xi
            *(((Curva1_Ymax1-Gamma1_y[l])*(Gamma4_x[Age-1]))+((eta)*(Gamma3_x[Age
            -1])))))

        M_y[Age-k-1][l]=((1.0-xi)*Gamma1_y[l]+xi*Gamma2_y[l]+((Curva1_Ymax1-
            Gamma1_y[l])*(Gamma4_y[k]))+((eta)*(Gamma3_y[k]))-((1.0-xi)*(((
            Curva1_Ymax1-Gamma1_y[l])*(Gamma4_y[0]))+((eta)*(Gamma3_y[0]))))-xi
            *(((Curva1_Ymax1-Gamma1_y[l])*(Gamma4_y[Age-1]))+((eta)*(Gamma3_y[Age
            -1])))))
        f.write("%1.5f_%1.5f\n" %(M_x[k][l],M_y[k][l]))

    f.close()

for k in range (Age):
    f = open('trincheras/trincher_..dat'+str(k), "w")
    for l in range(len(Gamma1_x)):
        f.write("%1.5f_%1.5f\n" %(M_x[k][l],M_y[k][l]))

    f.close()

np.savetxt('Matriz_x.dat',M_x)
np.savetxt('Matriz_y.dat',M_y)

h=0
for h in range (Age):
    y,x=np.loadtxt('trincheras/trincher2_..dat'+str(h), unpack=True)

#    f = open('curvas/curvas.dat'+str(h), "w")
#    t, c, k = interpolate.splrep(x, y, s=0, k=4)
##    print(''\
##    t: {}
##    c: {}
##    k: {}

```

```

##      '''format(t, c, k)
#      N = 100
#      xmin, xmax = x.min(), x.max()
#      xx = np.linspace(xmin, xmax, 50)
#      spline = interpolate.BSpline(t, c, k, extrapolate=False)
#      #print (spline(xx),xx)
#      yy=spline(xx)
#
#      for z in range(len(xx)):
#          #print xx[z],yy[z]
#          f.write(str(yy[z])+"\t"+str(xx[z])+"\n")
#      np.savetxt('Matriz_x.dat',M_x[z])
#      np.savetxt('Matriz_y.dat',M_y[z])

#f.write("%1.5f %1.5f\n" %(spline(xx),xx))
plt.plot(y, x, 'b')
#plt.plot(spline(xx),xx, 'r')
plt.grid()
plt.legend(loc='best')
plt.show()

f.close()

# f = open('america.dat', "w")
# y,x=np.loadtxt('trinchera_america.dat', unpack=True)
# x=x+0.23068
# t, c, k = interpolate.splrep(x, y, s=0, k=4)
# #print(''\
# ##t: {}
# ##c: {}
# ##k: {}
# ##'''format(t, c, k)
# N = 100
# xmin, xmax = x.min(), x.max()
# #xmin=min(x)
# #xmax=max(x)
# xx = np.linspace(xmin, xmax, N)
# spline = interpolate.BSpline(t, c, k, extrapolate=False)
# yy=spline(xx)
# #
# #
# for z in range(len(xx)):
# #     print xx[z],yy[z]
#     f.write(str(xx[z])+"\t"+str(yy[z])+"\n")
# #
# #
# plt.plot(x,y, 'bo', label='Original points')
# plt.plot(xx,spline(xx), 'r', label='BSpline')
# #
# f.close()

#f = open('borde_sum.dat', "w")
#y,x=np.loadtxt('borde1.dat', unpack=True)
#x=x+0.27657
#t, c, k = interpolate.splrep(x, y, s=0, k=4)
##print(''\
###t: {}
###c: {}
###k: {}
###'''format(t, c, k)
#N = 100

```



```

#xmin, xmax = x.min(), x.max()
##xmin=min(x)
##xmax=max(x)
#xx = np.linspace(xmin, xmax, N)
#spline = interpolate.BSpline(t, c, k, extrapolate=False)
#yy=spline(xx)
##
#for z in range(len(xx)):
##    print xx[z],yy[z]
#    xx[z]=round(xx[z],5)
#    yy[z]=round(yy[z],5)
#    f.write(str(xx[z])+"\t"+str(yy[z])+"\n")
##
#plt.plot(x,y, 'bo', label='Original points')
#plt.plot(xx,spline(xx), 'r', label='BSpline')
##
#f.close()

```

```

#f = open('borde_sum2.dat', "w")
#y,x=np.loadtxt('borde2.dat', unpack=True)
#x=x+0.31068
#plt.plot(x,y)
#for z in range(len(x)):
#    xx[z]=round(xx[z],5)
#    yy[z]=round(yy[z],5)
##    print xx[z],yy[z]
#    f.write(str(xx[z])+"\t"+str(yy[z])+"\n")
##
#
##
#f.close()

```

```
#printf OUT "%6.4f %6.4f %6.4f \n", $Mx[$k][$l], $My[$k][$l],0.0;
```

El segundo código es el que se encarga de dividir el dominio computacional en pequeñas regiones, que se distinguen por diferentes direcciones del campo de velocidad.

```
# -*- coding: utf-8 -*-
"""
```

Created on Sun Apr 07 12:56:21 2019

@author: Erika
"""

```
# -*- coding: utf-8 -*-
"""
```

Created on Sat Nov 4 09:03:21 2017

@author: Calder n Elkinn
Modificado Erika Moreno
"""

```

from matplotlib import pyplot as plt #Cargar libreria especial para graficas
import matplotlib.image as mpimg #Libreria para manejar la imagen
import numpy as np
plt.ion()

```

```

class LineBuilder: #Se define una clase para crear y guardar el contorno
    def __init__(self, line, x, y):
        self.line = line #Tipo plot, componente de figure
        self.xs = list(line.get_xdata()) #Guarda coordenadas
        self.ys = list(line.get_ydata())
        self.cid = line.figure.canvas.mpl_connect('button_press_event', self)
        #Es el evento de click
        self.num=0 #Inicia con 0 porque hasta el momento no hay evento

#Line es lo que se va a graficar dentro de la figura

    def __call__(self, event):
        #print('click', event)

        if event.inaxes!=self.line.axes: return

#Al dar click self se vuelve diferente de 0

        if self.num>0:
            self.xs.append(event.xdata) #Agregue a lista la coordenada en x
            self.ys.append(event.ydata)
            self.line.set_data(self.xs, self.ys) #Agregar a la lista para
                graficar los segmentos de linea
            self.line.figure.canvas.draw() #Graficar
        else:
            self.xs[0]=event.xdata
            self.ys[0]=event.ydata

        self.num=self.num+1 #Incremento

        global x
        global y #No son variables de Builder, son globales y deben estar
            fuera

        x=self.xs #Coordenadas en x e y en pixeles que se obtienen al dar
            click en la pantalla
        y=self.ys

        fig.canvas.mpl_connect('key_press_event', press) #Presione tecla para
            salir

def press(event):
    print('press', event.key)
    if event.key == 'x': #al hundir x realiza la transformacion y guarda en
        un archivo
        ax=0.30;
        bx=0.38;
        ay=2.21;
        by=2.02;
        f = open('trinchera_chortia_1.dat', 'w')
        f.write(str(len(x))+'\n')
        #x.append(x[0])
        #y.append(y[0])
        for i in range(0, len(x), 1):
            #La transformacion esta dada por Escx y escy

            escX=ax+(x[i]/dimx)*(bx-ax);
            #escY=by-(y[i]/dimy)*(by-ay);
            escY=ay+(y[i]/dimy)*(by-ay);
            f.write(str(escY)+'\n')+str(escX)+'\n'

```

```

        print dimy, y[i]
        print dimx, x[i]
    plt.savefig("curva.png")
    exit()

fig = plt.figure()
ax = fig.add_subplot(111)
ax.set_title('click_to_build_line_segments')
line, = ax.plot([0], [0], linestyle='dashed', marker='o', color='r') # define dos
    coordenadas y el tipo de línea
x=[] #Guardar las componentes x e y
y=[]
linebuilder = LineBuilder(line,x,y) #Definiendo valor a LineBuilder y el tipo
xl = ax.set_xlabel('presione_x_para_terminar')
background = mpimg.imread('trin_chort_1.png') #Originar la imagen de fondo
dimy=background.shape[0]
dimx=background.shape[1]
print(background.shape, background.shape[0], background.shape[1])
#plt.show([1, 2])
plt.imshow(background, alpha = 0.9)

```

Finalmente, el Main que lee los módulos de interpolación transfinita y el modulo de contorno, en el Main se define el dominio computacional, los campos de velocidades y las direcciones en las que se moverán las placas y finalmente se construye el buffer en las fronteras, donde la velocidad se hace cero para evitar los problemas de las fronteras reflejantes.

```

#!/usr/bin/env python2
# -*- coding: utf-8 -*-
"""
Created on Mon Feb  4 11:48:30 2019

@author: erika
"""

import numpy as np
from scipy.interpolate import griddata
#from mpl_toolkits.mplot3d.axes3d import *
from matplotlib import cm
import matplotlib.pyplot as plt
import math
import curvas_lector

def sen(grados):
    return math.sin(math.radians(grados))
def cos(grados):
    return math.cos(math.radians(grados))

#def asin(grados):
#    #return math.asin(math.radians(grados))
#-----
#INICIALIZACION DE VARIABLES

TOL=0.01

theta_buffer_min=1.23
theta_buffer_max=1.835
theta_min=1.33
theta_max=1.735
fi_min=0.0

```

```

fi_max=1.5
r_min=0.998
r_max=0.998

Nodes_theta=257
Nodes_fi=513
Nodes_r=129

v_trench = 0
v_cont_plate1 =0.72
v_cont_plate2 =0.82
v_oceanic_plate =8.0
start_age=45 #Para recorrer el ciclo se necesitan enteros

#-----DESPLAZAMIENTO TOTAL DE LA CIRCUNFERENCIA EN
MOVIMIENTO-----

tiempo_total=45.00

desplaza_total=1000.0/6371.0

#-----PARAMETROS DE LA
CIRCUNFERENCIA-----
#Circunferencia1

theta_centro1=0.71
fi_centro1=0.95
Radio1=0.86

#Circunferencia2 en movimiento

#theta_centro2=2.28044
#fi_centro2=1.20152
#Radio2=0.86
theta_centro2=0.71
fi_centro2=0.95
Radio2=0.86

#Esto representa los parametro del fujo radial con esto garantiza que el flujo
vaya el centro entre las dos circunferencias
#Circunferencia_externa

theta_centro3=0.71
fi_centro3=0.95
Radio3=0.25

centro_campo_theta=0.71
centro_campo_fi=0.95

#-----FIN DE LA INICIALIZACION DE
VARIABLES-----

#
-----
#CALCULO DE LA TAZA DE DESPLAZAMIENTO DEL CIRCULO

```

```

taza=desplaza_total/Radio2

taza=taza  #DIVIDIR LA VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO EN LA MITAD SOLO PARA ESTA
PRUEBA
#print taza

#
-----

#
----- DISCRETIZACION -----

step_theta=(theta_buffer_max-theta_buffer_min)/(Nodes_theta-1)

#step_theta=(theta_max-theta_min)/(Nodes_theta-1)
step_fi=(fi_max-fi_min)/(Nodes_fi-1)
Div_theta = np.linspace(theta_buffer_min,theta_buffer_max+step_theta,Nodes_theta,
                        endpoint=False)
#Div_theta = np.linspace(theta_min,theta_max+step_theta,Nodes_theta, endpoint=
False)
Div_fi=np.linspace(fi_min,fi_max+step_fi,Nodes_fi, endpoint=False)

alfa=np.arange(0,math.pi,0.001)
alfa2=np.arange(0,2*math.pi,0.001)

#Variables que definir n donde se guardar n los nuevos centros
#x_2 y y_c2 represent n las variables que guardar n los centros de la
circunferencia m vil para graficas
#y centro_fi=[] centro_th=[] representan las variables que guardar n cada
centro

x_c2=[]
y_c2=[]
centro_fi=[]
centro_th=[]
centro3f=[]
centro3t=[]
x_c2=np.zeros(len(alfa2))
y_c2=np.zeros(len(alfa2))

centro_fi=np.zeros(start_age+2)
centro_th=np.zeros(start_age+2)

contador=0
#Calculo de la distancia entre el centro movil y el centro fijo
distancia_radios=math.sqrt(((fi_centro1-fi_centro2)**2)+((theta_centro1-
theta_centro2)**2))
#print distancia_radios

#
-----

#Calculo de las velocidades

```

```

#
-----
for t in range(start_age):#start_age+2):

    lista_x=[]
    lista_y=[]

    lista2_x=[]
    lista2_y=[]

    lista3_x=[]
    lista3_y=[]

    lista4_x=[]
    lista4_y=[]

    lista_x , lista_y=curvas_lector.region1(0)
    lista2_x , lista2_y=curvas_lector.region2(0)
    lista3_x , lista3_y=curvas_lector.region3(0)
    lista4_x , lista4_y=curvas_lector.region4(0)
    #Definimos una función en un modulo externo, se carga
    f = open('bvel.dat'+str((66)-t), "w")
    #f = open('bvel.dat'+str((66)-t), "w")

    h=open("datitos.dat","w")
    plt.plot(lista_x , lista_y)
    plt.plot(lista2_x , lista2_y)
    plt.plot(lista3_x , lista3_y)
    plt.plot(lista4_x , lista4_y)

    jini=0
    jfin=len(Div_fi)
    iini=0
    ifin=len(Div_theta)
    # f = open('bvel.dat'+str(49), "w")
    for j in range(jini , jfin):#len(Div_fi):
        for i in range(iini , ifin):#len(Div_theta):
            region_encontrada=0
            y=Div_theta[i]
            x=Div_fi[j]
            distancia1=math.sqrt(((x-fi.centro1)**2)+((y-theta.centro1)**2))
            distancia2=math.sqrt(((x-fi.centro2)**2)+((y-theta.centro2)**2))
            #print distancia2
            distancia_campo=math.sqrt(((x-centro_campo_fi)**2)+((y-
                centro_campo_theta)**2))

            #print(angulo)

            if Div_theta[i]>=theta_min and Div_theta[i]<=theta_max:
                if region_encontrada==0:
                    angulo=0
                    angulo=curvas_lector.interseccion(lista_x , lista_y ,x,y)
                    #print round(angulo ,2)
                    error=abs(angulo-2.0*np.pi)
                    if error<TOL:
                        #plt.plot(x,y,'or')
                        PuntoA=x-centro_campo_fi
                        PuntoB=y-centro_campo_theta

```

```

    angulo_r1=math.atan(PuntoB/PuntoA)
    angulo2=(angulo_r1*180)/math.pi
    vx=-sen(angulo2)*v_oceanic_plate*distancia1
    vy=cos(angulo2)*v_oceanic_plate*distancia1
    if x<centro_campo_fi :
        vx=-1*vx
        vy=-1*vy
    #else:
        #vx=0.0
        #vy=0.0
    f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(vy,vx))
    #plt.plot(x,y,'o',color='red')
    # Q = plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width
        =0.003,scale=1 / 0.01,color='r')
    region_encontrada=3

if region_encontrada==0:
    angulo=0.0
    angulo=curvas_lector.interseccion(lista2_x , lista2_y ,x,y)
    error=abs(angulo-2.0*np.pi)
    if error<TOL:

        #plt.plot(x,y,'oy')
        PuntoA=x-centro_campo_fi
        PuntoB=y-centro_campo_theta
        angulo_r3=math.atan(PuntoB/PuntoA)
        angulo4=(angulo_r3*180)/math.pi
        vx=-sen(angulo4)*v_oceanic_plate*(distancia1/1.2)
        vy=cos(angulo4)*v_oceanic_plate*(distancia1/1.2)
        if x<centro_campo_fi :
            vx=-1*vx
            vy=-1*vy
        f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(vy,vx))
        # Q = plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width
            =0.003,scale=1 / 0.01,color='g')
        region_encontrada=4

if region_encontrada==0:
    angulo=0.0
    angulo=curvas_lector.interseccion(lista4_x , lista4_y ,x,y)
    error=abs(angulo-2.0*np.pi)
    if error<TOL:
        #plt.plot(x,y,'ob')
        #if distancia2<=Radio2:
        PuntoA2=x-fi.centro3
        PuntoB2=y-theta.centro3
        angulo_r4=math.atan(PuntoB2/PuntoA2)
        angulo3=(angulo_r4*180)/math.pi
        vx=sen(angulo3)*v_cont_plat1*distancia1
        vy=-cos(angulo3)*v_cont_plat1*distancia1
        if x<fi.centro3 :
            vx=-1*vx
            vy=-1*vy
        print (" ac -----")
        print (vy,vx)
        f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(vy,vx))
    # plt.plot(x,y,'o',color='green')
    # Q = plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width
        =0.003,scale=1 / 0.03,color='b')
    region_encontrada=1

```

```

if region_encontrada==0:
    angulo=0.0
    angulo=curvas_lector.interseccion(lista3_x , lista3_y ,x,y)
    error=abs(angulo-2.0*np.pi)
    if error<TOL:
#plt.plot(x,y,'ob')
#if distancia2<=Radio2:
    PuntoA2=x-centro_campo.fi
    PuntoB2=y-centro_campo.theta
    angulo_r4=math.atan(PuntoB2/PuntoA2)
    angulo3=(angulo_r4*180)/math.pi
    vx=sen(angulo3)*v_cont_plate2*distancia1
    vy=-cos(angulo3)*v_cont_plate2*distancia1
    if x<centro_campo.fi :
        vx=-1*vx
        vy=-1*vy

        f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(vy,vx))
#plt.plot(x,y,'o',color='green')
# Q = plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width
# =0.003,scale=1 / 0.02,color='k')
    region_encontrada=2

#print(i,j,x,y,region_encontrada,angulo)

if region_encontrada==0:
    print ('entro_3',i,j,x,y,contador,region_encontrada,error)
    #plt.plot(x,y,'*')
    h.write(" %1.3f_ %1.3f_ %1.3f_ %1.3f_ %1.3f\n" %(i,j,x,y,contador)
    )
    contador=contador+1

if Div_theta[i]>=theta_buffer_min and Div_theta[i]<theta_min:
    vx=0.0
    vy=0.0
    f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(vy,vx))
    #plt.plot(x,y,'*')
    # Q = plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width=0.002,
    scale=1 / 0.02,color='g')

if Div_theta[i]>theta_max and Div_theta[i]<=theta_buffer_max:
    vx=0.0
    vy=0.0
    f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(vy,vx))
    #plt.plot(x,y,'*')
    # Q = plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width=0.002,
    scale=1 / 0.02,color='g')

# plt.savefig("prueba"+str((start_age)-t)+".png")

h.close()
f.close()

```


6.4. Código para la reproducción de la hipótesis tradicional e In Situ

Las condiciones de frontera superior que establece la evolución de las trincheras en el tiempo-espacio y construye el campo de velocidades para las placas de Farallón y Cocos, la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis, consta de tres módulos. El código que se mostrará a continuación fue el usado para construir la evolución de los modelos tradicionales e In Situ. El primer módulo es el Main, donde se definen las dimensiones del dominio, la dirección del movimiento de las trincheras y la magnitud de las velocidades de las placas, cuyos valores pueden cambiar en el tiempo.

```
# -*- coding: utf-8 -*-
"""
Created on Thu Feb 4 23:08:05 2021

@author: erika
"""

import numpy as np
import Modulo_5regiones_Circunferencia as regiones5
import matplotlib.pyplot as plt
import math
import time
inicio = time.time()

divRect_a=513
divRect_b=513

a_edad=0
b_edad=17
#Definición de las variables iniciales

eps=0.01
theta_min=0.92
theta_max=2.22
fi_min=0.0
fi_max=1.5
rect=[theta_min-eps, theta_max+eps, fi_min-eps, fi_max+eps]
theta_center=2.0
fi_center=0.15
radio=0.65

#Definición de velocidad y edad#####

v_trench = 0
v_cont_plate1 =1.5
v_cont_plate2 =1.0
v_oceanic_plate =8.0

Age_cont_plate1 =70.0
Age_cont_plate2 =70.0
Age_oceanic_plate =30.0

V_variable_oceanic1=np.loadtxt('velocidad_NAM.txt', unpack=True)
V_variable_oceanic2=np.loadtxt('velocidad_Caribe2.txt', unpack=True)
V_variable_trinchera=np.loadtxt('velocidad_trinchera.txt', unpack=True)
```

```
#####

start_age=45 #Para recorrer el ciclo se necesitan enteros
tiempo_total=45.00

delta_angulo=[]
delta_angulo=np.zeros(start_age+1)

angulo_inicial=(11.0*np.pi/6.0)

angulo_restar=math.acos((fi_center+eps)/radio)+np.pi

delta_angulo[0]=(angulo_inicial)-(angulo_restar)

#####

#Definición de los puntos a predecir, punto final para la recta y el ángulo
final
#taza_recta=8.72e-3 #4.8e-3 #Rotación de la recta a lo largo de la
circunferencia
#taza_rotacion_recta=8.72e-3 #Rotación de la recta en el eje inferior del
dominio

#
#####

#Definición del centro hipotético para construir el movimiento de la trinchera
en NA

C2X=fi_center
C2Y=theta_center-radio
radio2=math.sqrt((theta_center-C2Y)**2+(fi_center-C2X)**2)
alfa1=math.acos((fi_center-C2X)/radio2)

#
#####

nueva_x=[]
nueva_x=np.zeros(start_age+1)

centro_fi=[]
centro_th=[]

Angulo_medio=[]
punto_inferior=[]

centro_fi=np.zeros(start_age+2)
centro_th=np.zeros(start_age+2)
Angulo_medio=np.zeros(start_age+2)
punto_inferior=np.zeros(start_age+2)

t_div1=28.0
t_div2=4.0

taza_recta=[(0.3/t_div1),(0.3/t_div1),(0.3/t_div1),(8.72e-3/t_div2)]
```

```

t_inc=0.0
for t in range(0,46):

    if t>=0 and t<=5:

        taza_rotacion_recta=7e-4
        delta_t=taza_recta [0]

    if t>5 and t<=20:

        taza_rotacion_recta=7e-4
        delta_t=taza_recta [1]

    if t>20 and t<=28:

        taza_rotacion_recta=7e-4
        delta_t=taza_recta [2]

    if t>28 and t<=32:
        delta_t=taza_recta [3] #4.8e-3 #Rotación de la recta a lo largo de la
            circunferencia
        taza_rotacion_recta=7e-4

    t_inc=t_inc+delta_t
##### Velocidad de la trinchera para NAM#####
    velocidadRot=(V_variable_trinchera [t]*10)/6371
    alfa2=alfa1-velocidadRot*t
    #alfa2=alfa1-0.1*t
#####

    if t==0:

        centro_fi [t]=fi_center
        centro_th [t]=theta_center

        theta_centro3=centro_th [0]+radio*np. sin ( angulo_inicial )
        fi_centro3 =centro_fi [0]+radio*np. cos ( angulo_inicial )

        nueva_x [0]=fi_centro3 -0.1

        Angulo_medio [0]=0.0
        punto_inferior [0]=nueva_x [0]

    if t<=32 and t>0:
        #Se usa los centros y el ángulo a partir de la circunferencia hipotética
        centrox =C2X+radio2*np. cos ( alfa2 )
        centroy =C2Y+radio2*np. sin ( alfa2 )

        centro_fi [t]=centrox
        centro_th [t]=centroy

        angulo_restar=math. acos ((centrox+eps)/radio)+np. pi

        Angulo_nuevo=(angulo_inicial -(t_inc))

        delta_angulo [t]=angulo_inicial -angulo_restar

        Angulo_prueba=Angulo_nuevo -angulo_restar

```

```

    Angulo_medio [ t ] = delta_angulo [ t ] - Angulo_prueba

#
#####

    theta_centro3 = centro_th [ t ] + radio * np . sin ( Angulo_nuevo )
    fi_centro3     = centro_fi [ t ] + radio * np . cos ( Angulo_nuevo )

    nueva_x [ t ] = nueva_x [ t - 1 ] - taza_rotacion_recta
    punto_inferior [ t ] = nueva_x [ t ]

# Angulo_32 = Angulo_nuevo

if t > 32:

    centrox     = C2X + radio2 * np . cos ( alfa2 )
    centroy     = C2Y + radio2 * np . sin ( alfa2 )

    centro_fi [ t ] = centrox
    centro_th [ t ] = centroy

    angulo_restar = math . acos ( ( centrox + eps ) / radio ) + np . pi

# Angulo_nuevo = ( angulo_inicial - ( t * taza_recta ) )

    delta_angulo [ t ] = angulo_inicial - angulo_restar

    Angulo_prueba = Angulo_nuevo - angulo_restar

    Angulo_medio [ t ] = delta_angulo [ t ] - Angulo_prueba

    nueva_x [ t ] = nueva_x [ t - 1 ]
    punto_inferior [ t ] = nueva_x [ t ]
# if t >= inicio_calculos :

if t >= a_edad :
    reg = regiones5 . Regiones ( rect , centro_fi [ t ] , centro_th [ t ] , radio , delta_angulo [
        t ] , 0.7 , Angulo_medio [ t ] , punto_inferior [ t ] , eps )

    reg . Interpolando ( )

#Definición de velocidad
#####

    MgV = [ v_cont_plate1 , v_cont_plate2 , - V_variable_oceanic2 [ t ] , -
        V_variable_oceanic2 [ t ] , - V_variable_oceanic1 [ t ] ]
# MgV = [ 2 , 2 , - V_variable_oceanic [ t ] , - V_variable_oceanic [ t ] , -
    V_variable_oceanic [ t ] ]
#Definición de Edades

    Age = [ Age_cont_plate1 , Age_cont_plate2 , Age_oceanic_plate , Age_oceanic_plate ,
        Age_oceanic_plate ]

#Para velocidades

    reg . Vectores ( 513 , 513 , MgV , Age , graf = 1 , name_file = ' bvel . dat ' + str ( start_age - t )
        , name2_file = None )
fin = time . time ( )
print ( fin - inicio ) # 1.0005340576171875

```

```

#
#####

#Para edades
#MgV=[0,0,0,0,0]
#reg. Vectores(9,9,MgV, Age, graf=4, name_file=None, name2_file='age.dat'+str(
    start_age))

#
#####

#Generación de trazadores
#reg. trazadores(100,100,0, graf=2, name_file='tracer_ini.dat')

#plt.show()

El Main se encarga de llamar a dos módulos que son los encargados de generar la evolución de la geometría de la trinchera a través del tiempo y la construcción de los campos de velocidad con respecto al movimiento de la trinchera. Estos dos módulos reciben cualquier campo de velocidad definido con respecto a un polo de Euler. Las condiciones de la geometría de la trinchera y la dirección en la cual debe moverse se definen en el Main. El módulo Interpolación Transfinita divide el dominio en un número determinados de curvas, donde cada curva representa una trinchera. El número de trincheras reproducidas por el módulo Interpolación-Transfinita dependerá de la discretización temporal. Por ejemplo, en este caso, el dominio para la placa de Norteamérica y el Bloque Chortis fue divididos en 45 trincheras, cada una corresponde al tiempo de evolución numérica de 45 Ma.

# -*- coding: utf-8 -*-
"""
Created on Thu Jan  7 16:47:00 2021

@author: erika
"""

import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
from mpl_toolkits.mplot3d import Axes3D
from scipy.interpolate import CubicSpline as interpolando

class TransfiniteInterpolate:

    def __init__(self, Gam):

        self.Gam11=Gam[0][0]
        self.Gam12=Gam[0][1]

        self.Gam21=Gam[1][0]
        self.Gam22=Gam[1][1]

        self.Gam31=Gam[2][0]
        self.Gam32=Gam[2][1]

        self.Gam41=Gam[3][0]
        self.Gam42=Gam[3][1]

        self.DGam11=Gam[0][0].derivative(1)

```

```

self.DGam21=Gam[1][0].derivative(1)
self.DGam31=Gam[2][0].derivative(1)
self.DGam41=Gam[3][0].derivative(1)

self.DGam12=Gam[0][1].derivative(1)
self.DGam22=Gam[1][1].derivative(1)
self.DGam32=Gam[2][1].derivative(1)
self.DGam42=Gam[3][1].derivative(1)

self.extremos=self.contorno(graf=0)

def Gammal(self,t):
    return self.Gam11(t),self.Gam12(t)

def Gamma2(self,t):
    return self.Gam21(t),self.Gam22(t)

def Gamma3(self,t):
    return self.Gam31(t),self.Gam32(t)

def Gamma4(self,t):
    return self.Gam41(t),self.Gam42(t)

def DGammal(self,t):
    return self.DGam11(t),self.DGam12(t)

def DGamma2(self,t):
    return self.DGam21(t),self.DGam22(t)

def DGamma3(self,t):
    return self.DGam31(t),self.DGam32(t)

def DGamma4(self,t):
    return self.DGam41(t),self.DGam42(t)

def InterpolacionTransfinita(self,xi,eta):
    x=(1.0-xi)*self.Gamma4(eta)[0]+xi*self.Gamma2(eta)[0]+(1.0-eta)*self.
        Gammal(xi)[0]
    x=x+eta*self.Gamma3(xi)[0]-(1.0-xi)*((1.0-eta)*self.Gammal(0.0)[0]+eta*
        self.Gamma3(0.0)[0])
    x=x-xi*((1.0-eta)*self.Gammal(1.0)[0]+eta*self.Gamma3(1.0)[0])

    y=(1.0-xi)*self.Gamma4(eta)[1]+xi*self.Gamma2(eta)[1]+(1.0-eta)*self.
        Gammal(xi)[1]
    y=y+eta*self.Gamma3(xi)[1]-(1.0-xi)*((1.0-eta)*self.Gammal(0.0)[1]+eta*
        self.Gamma3(0.0)[1])
    y=y-xi*((1.0-eta)*self.Gammal(1.0)[1]+eta*self.Gamma3(1.0)[1])

    return x,y

def DInterpolacionTransfinita(self,xi,eta):
    xxi=-self.Gamma4(eta)[0]+self.Gamma2(eta)[0]+(1.0-eta)*self.DGammal(xi)

```

```

    [0]
    xxi=xxi+eta*self.DGamma3(xi)[0]+((1.0-eta)*self.Gamma1(0.0)[0]+eta*self.
        Gamma3(0.0)[0])
    xxi=xxi-((1.0-eta)*self.Gamma1(1.0)[0]+eta*self.Gamma3(1.0)[0])

    xeta=(1.0-xi)*self.DGamma4(eta)[0]+xi*self.DGamma2(eta)[0]-self.Gamma1(xi
        )[0]
    xeta=xeta+self.Gamma3(xi)[0]-(1.0-xi)*(-self.Gamma1(0.0)[0]+self.Gamma3
        (0.0)[0])
    xeta=xeta-xi*(-self.Gamma1(1.0)[0]+self.Gamma3(1.0)[0])

    yxi=-self.Gamma4(eta)[1]+self.Gamma2(eta)[1]+(1.0-eta)*self.DGamma1(xi
        )[1]
    yxi=yxi+eta*self.DGamma3(xi)[1]+((1.0-eta)*self.Gamma1(0.0)[1]+eta*self.
        Gamma3(0.0)[1])
    yxi=yxi-((1.0-eta)*self.Gamma1(1.0)[1]+eta*self.Gamma3(1.0)[1])

    yeta=(1.0-xi)*self.DGamma4(eta)[1]+xi*self.DGamma2(eta)[1]-self.Gamma1(xi
        )[1]
    yeta=yeta+self.Gamma3(xi)[1]-(1.0-xi)*(-self.Gamma1(0.0)[1]+self.Gamma3
        (0.0)[1])
    yeta=yeta-xi*(-self.Gamma1(1.0)[1]+self.Gamma3(1.0)[1])

    return xxi , xeta , yxi , yeta

```

```

#-----
#----- SALIDAS -----
#-----

```

```

def horizontalesOrVerticales ( self ,h=1,v=0,graf=1,salto=0.05) :

```

```

    t1= np.arange(0.0 , 1.0+salto , salto)
    t2 = np.arange(0.0 , 1.0+salto , salto)
    for j in t1:
        x=[]
        y=[]
        vx=[]
        vy=[]
        for i in t2:
            x.append( self.InterpolacionTransfinita(i,j)[0])
            y.append( self.InterpolacionTransfinita(i,j)[1])

            #ix=InterpolacionTransfinita(i,j)[0]
            #jy=InterpolacionTransfinita(i,j)[1]

            ih , iv ,jh ,jv=self.DInterpolacionTransfinita(i ,j)

            if h==1:
                vx.append(ih)
                vy.append(jh)
            if v==1:
                vx.append(iv)

```

```

        vy.append(jv)
    if graf==1:
        plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width=0.003, scale=1
            / 0.05, color='r')
        plt.plot(x,y, 'r—')
    else:
        print('aquí se tendria que escribir el archivo interpolacion_
            transfinita_horizontalesOrVerticales')

def contorno(self, graf=0, salto=0.05):
    t2 = np.arange(0.0, 1.0+salto, salto)
    x=[]
    y=[]
    for j in t2:
        x.append(self.Gamma1(j)[0])
        y.append(self.Gamma1(j)[1])
    if graf==1:
        plt.plot(x,y, 'b—')
    miny=np.min(y)
    x=[]
    y=[]
    for j in t2:
        x.append(self.Gamma2(j)[0])
        y.append(self.Gamma2(j)[1])
    if graf==1:
        plt.plot(x,y, 'g—')
    maxx=np.max(x)
    x=[]
    y=[]
    for j in t2:
        x.append(self.Gamma3(j)[0])
        y.append(self.Gamma3(j)[1])
    if graf==1:
        plt.plot(x,y, 'b—')
    maxy=np.max(y)
    x=[]
    y=[]
    for j in t2:
        x.append(self.Gamma4(j)[0])
        y.append(self.Gamma4(j)[1])
    if graf==1:
        plt.plot(x,y, 'g—')
    minx=np.min(x)

    return minx, maxx, miny, maxy

def encontrandoXiEta(self, x, y):
    extremos=self.extremos
    NumIter=30
    Iter=range(NumIter)
    Vn= np.array([0.0, 0.0])

    Vn[0]= (x-extremos[0])/(extremos[1]-extremos[0])
    Vn[1]= (y-extremos[2])/(extremos[3]-extremos[2])
    centrox, centroy=self.InterpolacionTransfinita(Vn[0], Vn[1])

```



```

F= np.array([0.0, 0.0])
GradF= np.array([0.0, 0.0])
GradFAnt= np.array([0.0, 0.0])
VnAnt= np.array([0.0, 0.0])
DifGrad= np.array([0.0, 0.0])
Df= np.zeros((2, 2))

F[0]=x-self.InterpolacionTransfinita(Vn[0],Vn[1])[0]
F[1]=y-self.InterpolacionTransfinita(Vn[0],Vn[1])[1]
Norm1=np.sqrt(F[0]**2.0+F[1]**2.0)
Df[0][0],Df[0][1],Df[1][0],Df[1][1]=self.DInterpolacionTransfinita(Vn[0],
    Vn[1])

GradF[0]=(-2.0/1.0)*(Df[0][0]*F[0]+Df[1][0]*F[1])
GradF[1]=(-2.0/1.0)*(Df[0][1]*F[0]+Df[1][1]*F[1])

gamma=0.002
VnAnt=Vn
Vn=Vn-gamma*GradF
GradFAnt[0]=GradF[0]
GradFAnt[1]=GradF[1]

mejorError=np.array([ 0.0,0.0,100])
discr=0
Tol=10**(-12.0)
Tol2=10**(-12.0)

#print('Inicio Gradiente Descendente')
for i in Iter:
    F[0]=x-self.InterpolacionTransfinita(Vn[0],Vn[1])[0]
    F[1]=y-self.InterpolacionTransfinita(Vn[0],Vn[1])[1]
    Norm1=np.sqrt(F[0]**2.0+F[1]**2.0)

    if Norm1<mejorError[2]:
        mejorError[0]=Vn[0]
        mejorError[1]=Vn[1]
        mejorError[2]=Norm1

    if Norm1<Tol:
        #print('alerta1')
        break

    Df[0][0],Df[0][1],Df[1][0],Df[1][1]=self.DInterpolacionTransfinita(Vn
        [0],Vn[1])

    GradF[0]=(-2.0/1.0)*(Df[0][0]*F[0]+Df[1][0]*F[1])
    GradF[1]=(-2.0/1.0)*(Df[0][1]*F[0]+Df[1][1]*F[1])

    DifGrad[0]=GradF[0]-GradFAnt[0]
    DifGrad[1]=GradF[1]-GradFAnt[1]

    Numerador=np.dot((Vn-VnAnt),DifGrad)
    Norm2=DifGrad[0]**2.0+DifGrad[1]**2.0

    #if Norm2<Tol2:

```

```

#      break

gamma=abs(Numerador)/Norm2

VnAnt=Vn
Vn=Vn-gamma*GradF

GradFAnt[0]=GradF[0]
GradFAnt[1]=GradF[1]
discr=i

if mejorError[2]<Norm1:
    Vn[0]=mejorError[0]
    Vn[1]=mejorError[1]
    Norm1=mejorError[2]

#v0 u v1 son los valores en el rectangulo computacional de las
#coordenadas x,y
#ih,iv,jh,jv representan las coordenadas de los vectores velocidad tanto
#horizontales h
#como verticales v
return Vn[0],Vn[1],Norm1, discr

def vectoresQuad(self, inix, finx, iniy, finy, saltox, saltoy, graf):
    xm2 = np.linspace(inix, finx, saltox)
    ym2 = np.linspace(iniy, finy, saltoy)
    x=[]
    y=[]
    x1=[]
    y1=[]
    vx=[]
    vy=[]
    for im in xm2:
        for jm in ym2:

            i, j, error=self.encontrandoXiEta(im, jm)
            print(im, jm, error)

            x1.append(self.InterpolacionTransfinita(i, j)[0])
            y1.append(self.InterpolacionTransfinita(i, j)[1])
            x.append(im)
            y.append(jm)

            iv=self.DInterpolacionTransfinita(i, j)[0]
            jv=self.DInterpolacionTransfinita(i, j)[2]

```

```

        vx.append(iv)
        vy.append(jv)

    if graf==1:
        plt.quiver(x,y,vx,vy, units='x', pivot='mid', width=0.003,scale=1 /
            0.05,color='r')
        plt.plot(x1,y1, 'ob')
        plt.show()
    else:
        print('aquí se debería escribir el archivo Vectores_Quad')

def grafica3d(self,x0,y0):
    fig = plt.figure()
    ax = Axes3D(fig)
    X = np.arange(0, 1, 0.01)
    Y = np.arange(0, 1, 0.01)
    M=len(X)
    X, Y = np.meshgrid(X, Y)
    Z = np.sqrt(X**2 + Y**2)
    for i in range(0,M):
        for j in range(0,M):
            Fx=x0-self.InterpolacionTransfinita(X[i][j],Y[i][j])[0]
            Fy=y0-self.InterpolacionTransfinita(X[i][j],Y[i][j])[1]
            Z[i][j]=np.sqrt(Fx**2.0+Fy**2.0)

    ax.plot_surface(X, Y, Z, rstride=1, cstride=1, cmap='hot')

def Pertenece(self,xe,ye,salto=0.05):
    tI = np.arange(salto, 1.0+salto, salto)
    contador=0
    xm,ym=self.InterpolacionTransfinita(np.pi/4.0,np.pi/4.0)
    ae=xe-xm
    be=ye-ym
    for j in tI:
        x0,y0=self.Gamma1(j-salto)
        x1,y1=self.Gamma1(j)
        av=x1-x0
        bv=y1-y0

        if av!=0.0:
            xinter=(ym-y0+(bv*x0/av)-(be*xm/ae))/((bv/av)-(be/ae))
            t1=(xinter-xm)/ae
            t2=(xinter-x0)/av
        else:
            yinter=(xm-x0+(av*y0/bv)-(ae*ym/be))/((av/bv)-(ae/be))
            t1=(yinter-ym)/be
            t2=(yinter-y0)/bv

        if t1>=0.0 and t1<=1.0 and t2>=0.0 and t2<=1.0 :
            contador=contador+1

    for j in tI:
        x0,y0=self.Gamma2(j-salto)
        x1,y1=self.Gamma2(j)
        av=x1-x0
        bv=y1-y0

```

```

if av!=0.0:
    xinter=(ym-y0+(bv*x0/av)-(be*xm/ae))/((bv/av)-(be/ae))
    t1=(xinter-xm)/ae
    t2=(xinter-x0)/av
else:
    yinter=(xm-x0+(av*y0/bv)-(ae*ym/be))/((av/bv)-(ae/be))
    t1=(yinter-ym)/be
    t2=(yinter-y0)/bv
if t1>=0.0 and t1<=1.0 and t2>=0.0 and t2<=1.0 :
    contador=contador+1

for j in tI:
    x0,y0=self.Gamma3(j-salto)
    x1,y1=self.Gamma3(j)
    av=x1-x0
    bv=y1-y0

    if av!=0.0:
        xinter=(ym-y0+(bv*x0/av)-(be*xm/ae))/((bv/av)-(be/ae))
        t1=(xinter-xm)/ae
        t2=(xinter-x0)/av
    else:
        yinter=(xm-x0+(av*y0/bv)-(ae*ym/be))/((av/bv)-(ae/be))
        t1=(yinter-ym)/be
        t2=(yinter-y0)/bv
    if t1>=0.0 and t1<=1.0 and t2>=0.0 and t2<=1.0 :
        contador=contador+1

for j in tI:
    x0,y0=self.Gamma4(j-salto)
    x1,y1=self.Gamma4(j)
    av=x1-x0
    bv=y1-y0

    if av!=0.0:
        xinter=(ym-y0+(bv*x0/av)-(be*xm/ae))/((bv/av)-(be/ae))
        t1=(xinter-xm)/ae
        t2=(xinter-x0)/av
    else:
        yinter=(xm-x0+(av*y0/bv)-(ae*ym/be))/((av/bv)-(ae/be))
        t1=(yinter-ym)/be
        t2=(yinter-y0)/bv
    if t1>=0.0 and t1<=1.0 and t2>=0.0 and t2<=1.0 :
        contador=contador+1

if contador%2==0:
    return True
else:
    return False

```

Finalmente, el último módulo llamado Modulo 5regiones Circunferencia.py, divide el dominio en regiones que están compuesta, por campos con diferente magnitud en la velocidad y diferente dirección del campo. Todo el dominio puede tener la misma dirección del campo de velocidades, puede ser perpendicular a una trinchera o puede variar con respecto a un polo de Euler. El código es lo suficientemente general para aceptar dominios que se mueven con diferentes campos de velocidades, respetando las condiciones de vectores totalmente tangentes a curvas, que representan el límite entre dos placas. Esto se define dentro del código para evitar direcciones del campo de velocidades en fronteras entre dos placas que me puedan generar dorsales o subducciones,

representando un artificio numérico.

```

# -*- coding: utf-8 -*-
"""
Created on Thu Feb 4 20:25:15 2021

@author: erika
"""

import numpy as np
import Module_InterpolacionTransfinita as TrInt
from scipy.interpolate import CubicSpline as interpolando
import matplotlib.pyplot as plt
import math

#En este modulo se definen 5 regiones. La primera regi n esta definida
#por el sector de una circunferencia de centro (cx,cy) y sector circular de
    longitud
#deltaAlfa

class Regiones:
    def __init__(self , rect , cx , cy , rad , deltaAlfa , puntSup , AngMedio , puntInf , eps ):

        self.eps=eps
        self.theta_min=rect [0]
        self.theta_max=rect [1]
        self.fi_min=rect [2]
        self.fi_max=rect [3]
        self.r_min=0.998
        self.r_max=0.998

        self.cx=cx
        self.cy=cy
        self.rad=rad
        self.deltaAlfa=deltaAlfa

        self.alfaIni=2.0*np.pi-np.arccos((self.fi_min-cx)/rad)
        self.alfaFin=self.alfaIni+deltaAlfa

        self.alfaIni2=self.alfaFin
        self.alfaFin2=2.0*np.pi+np.arcsin((self.theta_max-cy)/rad)

        self.esq1=np.array([rad*np.cos(self.alfaIni)+cx,rad*np.sin(self.alfaIni)+
            cy])
        self.esq2=np.array([rad*np.cos(self.alfaFin)+cx,rad*np.sin(self.alfaFin)+
            cy])
        self.esq3=np.array([puntSup,self.theta_max])
        self.esq4=np.array([self.fi_min,self.theta_max])

        self.AngMedio=self.alfaFin-AngMedio
        self.DifAng=AngMedio

        self.esq5=np.array([self.fi_min,self.theta_min])
        self.esq6=np.array([puntInf,self.theta_min])
        self.esq7=np.array([rad*np.cos(self.AngMedio)+cx,rad*np.sin(self.AngMedio)
            +cy])

```

```

    if AngMedio==0:
        self.esq8=np.array([puntInf, self.theta_min])
    else:
        self.esq8=np.array([self.esq2[0], self.theta_min])
    self.esq9=np.array([self.fi_max, self.theta_min])
    self.esq10=np.array([self.fi_max, self.esq2[1]])
    self.esq11=np.array([self.fi_max, self.theta_max])

    self.regI=[]

def EGamma1(self, t, ang):
    t0=(self.deltaAlfa-ang)*t+self.alfaIni
    Gx=self.rad*np.cos(t0)+self.cx
    Gy=self.rad*np.sin(t0)+self.cy
    return Gx,Gy

def EGamma2(self, t):
    deltaAlfa2=self.alfaFin2-self.alfaIni2
    t0=(deltaAlfa2)*t+self.alfaIni2
    Gx=self.rad*np.cos(t0)+self.cx
    Gy=self.rad*np.sin(t0)+self.cy
    return Gx,Gy

def EGamma3(self, t):
    Gx=(self.esq4[0]-self.esq3[0])*t+self.esq3[0]
    Gy=(self.esq4[1]-self.esq3[1])*t+self.esq3[1]
    return Gx,Gy

def EGamma4(self, t):
    Gx=(self.esq4[0]-self.esq1[0])*t+self.esq1[0]
    Gy=(self.esq4[1]-self.esq1[1])*t+self.esq1[1]
    return Gx,Gy

def InterpolacionesReg1(self):
    salto=0.05
    xinter= np.arange(0.0, 1.0+salto, salto)
    yinter11=[]
    yinter12=[]
    yinter21=[]
    yinter22=[]
    yinter31=[]
    yinter32=[]
    yinter41=[]
    yinter42=[]
    for i in xinter:
        yinter11.append(self.EGamma1(i,0.0)[0])
        yinter12.append(self.EGamma1(i,0.0)[1])
        yinter21.append(self.EGamma2(i)[0])
        yinter22.append(self.EGamma2(i)[1])
        yinter31.append(self.EGamma3(i)[0])
        yinter32.append(self.EGamma3(i)[1])
        yinter41.append(self.EGamma4(i)[0])
        yinter42.append(self.EGamma4(i)[1])

    Gam1=interpolando(xinter, yinter11)
    Gam12=interpolando(xinter, yinter12)

    Gam21=interpolando(xinter, yinter21)

```

```

    Gam22=interpolando(xinter , yinter22)

    Gam31=interpolando(xinter , yinter31)
    Gam32=interpolando(xinter , yinter32)

    Gam41=interpolando(xinter , yinter41)
    Gam42=interpolando(xinter , yinter42)
    return [[Gam11,Gam12],[Gam21,Gam22],[Gam31,Gam32],[Gam41,Gam42]]

def EGamma5(self , t):
    Gx=(self.esq6[0]-self.esq5[0])*t+self.esq5[0]
    Gy=(self.esq6[1]-self.esq5[1])*t+self.esq5[1]
    return Gx,Gy

def EGamma6(self , t):
    Gx=(self.esq7[0]-self.esq6[0])*t+self.esq6[0]
    Gy=(self.esq7[1]-self.esq6[1])*t+self.esq6[1]
    return Gx,Gy

def EGamma7(self , t):
    Gx=(self.esq1[0]-self.esq5[0])*t+self.esq5[0]
    Gy=(self.esq1[1]-self.esq5[1])*t+self.esq5[1]
    return Gx,Gy

def InterpolacionesReg2(self):
    salto=0.05
    xinter= np.arange(0.0, 1.0+salto , salto)
    yinter11=[]
    yinter12=[]
    yinter21=[]
    yinter22=[]
    yinter31=[]
    yinter32=[]
    yinter41=[]
    yinter42=[]
    for i in xinter:
        yinter11.append(self.EGamma5(i)[0])
        yinter12.append(self.EGamma5(i)[1])
        yinter31.append(self.EGamma1(1-i , self.DifAng)[0])
        yinter32.append(self.EGamma1(1-i , self.DifAng)[1])
        yinter21.append(self.EGamma6(i)[0])
        yinter22.append(self.EGamma6(i)[1])
        yinter41.append(self.EGamma7(i)[0])
        yinter42.append(self.EGamma7(i)[1])

    Gam11=interpolando(xinter , yinter11)
    Gam12=interpolando(xinter , yinter12)

    Gam21=interpolando(xinter ,yinter21)
    Gam22=interpolando(xinter , yinter22)

    Gam31=interpolando(xinter , yinter31)
    Gam32=interpolando(xinter , yinter32)

    Gam41=interpolando(xinter , yinter41)
    Gam42=interpolando(xinter , yinter42)
    return [[Gam11,Gam12],[Gam21,Gam22],[Gam31,Gam32],[Gam41,Gam42]]

def EGamma71(self , t):

```

```

Gx=(self.esq8[0]-self.esq6[0])*t+self.esq6[0]
Gy=(self.esq8[1]-self.esq6[1])*t+self.esq6[1]
return Gx,Gy

def EGamma8(self,t):
Gx=(self.esq2[0]-self.esq8[0])*t+self.esq8[0]
Gy=(self.esq2[1]-self.esq8[1])*t+self.esq8[1]
return Gx,Gy

def EGamma81(self,t):
t0=(self.DifAng)*t+self.AngMedio
Gx=self.rad*np.cos(t0)+self.cx
Gy=self.rad*np.sin(t0)+self.cy
return Gx,Gy

def InterpolacionesReg3(self):
salto=0.05
xinter=np.arange(0.0,1.0+salto,salto)
yinter11=[]
yinter12=[]
yinter21=[]
yinter22=[]
yinter31=[]
yinter32=[]
yinter41=[]
yinter42=[]
for i in xinter:
yinter11.append(self.EGamma71(i)[0])
yinter12.append(self.EGamma71(i)[1])
yinter21.append(self.EGamma8(i)[0])
yinter22.append(self.EGamma8(i)[1])
yinter31.append(self.EGamma81(1-i)[0])
yinter32.append(self.EGamma81(1-i)[1])
yinter41.append(self.EGamma6(i)[0])
yinter42.append(self.EGamma6(i)[1])

Gam11=interpolando(xinter,yinter11)
Gam12=interpolando(xinter,yinter12)

Gam21=interpolando(xinter,yinter21)
Gam22=interpolando(xinter,yinter22)

Gam31=interpolando(xinter,yinter31)
Gam32=interpolando(xinter,yinter32)

Gam41=interpolando(xinter,yinter41)
Gam42=interpolando(xinter,yinter42)
return [[Gam11,Gam12],[Gam21,Gam22],[Gam31,Gam32],[Gam41,Gam42]]

def EGamma9(self,t):
Gx=(self.esq9[0]-self.esq8[0])*t+self.esq8[0]
Gy=(self.esq9[1]-self.esq8[1])*t+self.esq8[1]
return Gx,Gy

def EGamma10(self,t):
Gx=(self.esq10[0]-self.esq9[0])*t+self.esq9[0]
Gy=(self.esq10[1]-self.esq9[1])*t+self.esq9[1]
return Gx,Gy

```



```

def EGammal1(self , t):
    Gx=(self.esq2[0]-self.esq10[0])*t+self.esq10[0]
    Gy=(self.esq2[1]-self.esq10[1])*t+self.esq10[1]
    return Gx,Gy

def InterpolacionesReg4(self):
    salto=0.05
    xinter= np.arange(0.0, 1.0+salto , salto)
    yinter11=[]
    yinter12=[]
    yinter21=[]
    yinter22=[]
    yinter31=[]
    yinter32=[]
    yinter41=[]
    yinter42=[]
    for i in xinter:
        yinter11.append(self.EGamma9(i)[0])
        yinter12.append(self.EGamma9(i)[1])
        yinter21.append(self.EGamma10(i)[0])
        yinter22.append(self.EGamma10(i)[1])
        yinter31.append(self.EGammal1(1-i)[0])
        yinter32.append(self.EGammal1(1-i)[1])
        yinter41.append(self.EGamma8(i)[0])
        yinter42.append(self.EGamma8(i)[1])

    Gam11=interpolando(xinter , yinter11)
    Gam12=interpolando(xinter , yinter12)

    Gam21=interpolando(xinter , yinter21)
    Gam22=interpolando(xinter , yinter22)

    Gam31=interpolando(xinter , yinter31)
    Gam32=interpolando(xinter , yinter32)

    Gam41=interpolando(xinter , yinter41)
    Gam42=interpolando(xinter , yinter42)
    return [[Gam11,Gam12],[Gam21,Gam22],[Gam31,Gam32],[Gam41,Gam42]]

def EGamma12(self , t):
    Gx=(self.esq11[0]-self.esq10[0])*t+self.esq10[0]
    Gy=(self.esq11[1]-self.esq10[1])*t+self.esq10[1]
    return Gx,Gy

def EGamma13(self , t):
    Gx=(self.esq3[0]-self.esq11[0])*t+self.esq11[0]
    Gy=(self.esq3[1]-self.esq11[1])*t+self.esq11[1]
    return Gx,Gy

def InterpolacionesReg5(self):
    salto=0.05
    xinter= np.arange(0.0, 1.0+salto , salto)
    yinter11=[]
    yinter12=[]
    yinter21=[]
    yinter22=[]
    yinter31=[]
    yinter32=[]
    yinter41=[]

```

```

yinter42=[]
for i in xinter:
    yinter11.append(self.EGamma1(1-i)[0])
    yinter12.append(self.EGamma1(1-i)[1])
    yinter21.append(self.EGamma2(i)[0])
    yinter22.append(self.EGamma2(i)[1])
    yinter31.append(self.EGamma3(i)[0])
    yinter32.append(self.EGamma3(i)[1])
    yinter41.append(self.EGamma2(i)[0])
    yinter42.append(self.EGamma2(i)[1])

Gam11=interpolando(xinter, yinter11)
Gam12=interpolando(xinter, yinter12)

Gam21=interpolando(xinter, yinter21)
Gam22=interpolando(xinter, yinter22)

Gam31=interpolando(xinter, yinter31)
Gam32=interpolando(xinter, yinter32)

Gam41=interpolando(xinter, yinter41)
Gam42=interpolando(xinter, yinter42)
return [[Gam11,Gam12],[Gam21,Gam22],[Gam31,Gam32],[Gam41,Gam42]]

def Interpolando(self):
    self.regI.append(TrInt.TransfiniteInterpolate(self.InterpolacionesReg1())
    )
    self.regI.append(TrInt.TransfiniteInterpolate(self.InterpolacionesReg2())
    )
    if self.DifAng!=0.0:
        self.regI.append(TrInt.TransfiniteInterpolate(self.
            InterpolacionesReg3()))
    else:
        self.regI.append(None)
    self.regI.append(TrInt.TransfiniteInterpolate(self.InterpolacionesReg4())
    )
    self.regI.append(TrInt.TransfiniteInterpolate(self.InterpolacionesReg5())
    )

def Vectores(self, Nodes_fi, Nodes_theta, MgV, Age, graf=0, name_file=None,
name2_file=None):

    step_theta=((self.theta_max-self.eps)-(self.theta_min+self.eps))/(
        Nodes_theta-1.0)
    step_fi=((self.fi_max-self.eps)-(self.fi_min+self.eps))/(Nodes_fi-1.0)

    DiscreFi= np.arange(self.fi_min+self.eps, self.fi_max-self.eps+step_fi
        *0.5, step_fi)
    DiscreTheta = np.arange(self.theta_min+self.eps, self.theta_max-self.eps+
        step_theta*0.5, step_theta)
    if len(DiscreFi)!=Nodes_fi and len(DiscreTheta)!=Nodes_theta:
        print('OJO_las_discretisaciones_len_theta_y_len_phi_estan_mal')
    xmax=self.regI[0].extremos[1]
    #colorGraf=['b','g','r','c','m',]
    colorGraf=['b','b','r','r','r',]
    V_i=8.5
    V_f=6.2

    if name_file!=None:

```



```

        Edades=Age[ i ]

        if graf==1:
            f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(Vy,Vx))

        if graf==2:
            plt.quiver(x,y,Vx,Vy, units='x', pivot='mid',
                      width=0.005,scale=1 / 0.005,color=colorGraf[
                        idCol])
            #plt.plot(x,y,'*',color=colorGraf[i])
        if graf==3:
            g.write(" %1.5f_\n" %(Edades))

        if graf==4:
            plt.plot(x,y,'*',color=colorGraf[idCol])
    else:
        if y< self.esq2[1]:
            Vx=1.0*MgV[3]
            Vy=0.0
            idCol=3
        else:
            Vx=1.0*MgV[4]
            Vy=0.0
            idCol=4

        if graf==1:
            f.write(" %1.3f_ %1.3f\n" %(Vy,Vx))

        if graf==2:
            plt.quiver(x,y,Vx,Vy, units='x', pivot='mid', width
                      =0.005,scale=1 / 0.005,color=colorGraf[idCol])
            #plt.plot(x,y,'*',color=colorGraf[i])
        if graf==3:
            g.write(" %1.5f_\n" %(Edades))

        if graf==4:
            plt.plot(x,y,'*',color=colorGraf[idCol])

    if graf==2:
        for i in range(5):
            if self.regI[i]!=None:
                self.regI[i].contorno(graf=1)
        plt.savefig(name_file+".png")
        plt.close()

    if graf==1:
        f.close()

    if graf==4:
        for i in range(5):
            if self.regI[i]!=None:
                self.regI[i].contorno(graf=1)
        plt.savefig(name2_file+".png")
        plt.close()

    if graf==3:
        g.close()

def trazadores(self ,Nodes_fi ,Nodes_theta ,flavor ,graf=0,name_file=None):

```

```

step_theta=((self.theta_max-self.eps)-(self.theta_min+self.eps))/(
    Nodes_theta-1)
step_fi=((self.fi_max-self.eps)-(self.fi_min+self.eps))/(Nodes_fi-1)

DiscreFi= np.arange(self.fi_min+self.eps , self.fi_max-self.eps+step_fi ,
    step_fi)
DiscreTheta = np.arange(self.theta_min+self.eps , self.theta_max-self.eps+
    step_theta , step_theta)

colorGraf=['b' , 'g' , 'r' , 'c' , 'm' ,]

if name_file!=None:
    if graf==1:
        f = open(name_file , "w")

for x in DiscreFi:
    for y in DiscreTheta:

        for i in range(5):
            if self.regI[i]!=None:
                Vn=self.regI[i].encontrandoXiEta(x,y)

                if abs(Vn[0]-0.5)<=0.5 and abs(Vn[1]-0.5)<=0.5:

                    if i>=3 and i<=5:

                        if graf==1:
                            f.write(" %1.5f_ %1.5f_ %1.5f_ %1.5f_\n" %(y,x,
                                self.r_min , flavor))

                        if graf==2:
                            plt.plot(x,y , '*' , color=colorGraf[i])

if graf==2:
    for i in range(5):
        if self.regI[i]!=None:
            self.regI[i].contorno(graf=1)
    plt.savefig(name_file+".png")
    plt.close()

if graf==1:
    f.close()

```

#la region se define por cento x, centro y, radio, delta de angulo

6.5. Valores usados en este trabajo

Cada uno de los códigos mostrados con anterioridad, necesitaban unos parámetros de entrada que representaban: la magnitud de las velocidades de las placas oceánicas, continentales y el movimiento de las trincheras, las edades, las dimensiones de los modelos numéricos, las condiciones de frontera de límite inferior y los ángulos de rotación para el Bloque Chortis. Los valores

usados en este estudio se muestran en las tablas siguientes, con el fin de que el trabajo pueda ser reproducible por futuras investigaciones.

6.5.1. Condiciones cinemáticas modelo de subducción inicial

Tabla 6.1: Parámetros cinemáticos y distribuciones de viscosidad (Fig. 3.1) utilizados en las simulaciones numéricas de subducción.

Modelo	V_{oc} (cm/año)	V_{NAM} (cm/año)	V_{CB} (cm/año)	V_{NAM_t} (cm/año)	Rotación (cm/año)	Distribución de viscosidad ($\times 10^{21}$) Pas	Condición de frontera inferior (cm/año)
T6	8.5	1.5	1.0	0	0	100, 1, 5, 10	deslizamiento libre

V_{oc} - la velocidad promedio de la placa oceánica. V_{NAM} : velocidad promedio de la placa de Norteamérica. V_{CB} : velocidad media del Bloque Chortis. V_{NAM_t} : velocidad promedio de la trinchera en la placa de Norteamérica. (el valor negativo representa el movimiento de avance de la trinchera).

Tabla 6.2: Edades de placas usadas en este estudio.

Edad placa Oceánica	Edad placa de NAM	Edad Bloque Chortis
30 Ma	80 Ma	80 Ma

Tabla 6.3: Discretización del dominio.

Nodos en θ	Nodos en ϕ	Nodos en r	Num Pro- cesadores θ	Num Pro- cesadores ϕ	Num Pro- cesadores r	Tiempo de evo- lución modelo inicial	Tiempo de evo- lución modelos finales
513	513	129	8	4	1	15 Ma	45 Ma

6.5.2. Condiciones cinemáticas para hipótesis del Pacífico

Tabla 6.4: Parámetros cinemáticos y distribuciones de viscosidad (Fig. 3.1) utilizados en las simulaciones numéricas de subducción.

Modelo	V_{oc} (cm/año)	V_{NAM} (cm/año)	V_{CB} (cm/año)	V_{NAM_t} (cm/año)	V_{CB_t} (cm/año)	Distribución de viscosidad ($\times 10^{21}$) Pas	d_{CD-t} km	d_{NAM-t} km	Condición de frontera inferior (cm/año)
M1	7.5	0.4	-2.5	-0.4	-2.5	100, 1, 5, 10	1100	-210	Deslizamiento libre
M2	7.5	1.0	-2.5	1.0	-2.5	100, 1, 5, 10	1100	450	Deslizamiento libre
M3	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 10	0	900	Deslizamiento libre
M4	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 10, 50	0	900	Deslizamiento libre
M5	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	Deslizamiento libre
M6	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	1.5
M7	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	2.0
M8	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	2.5
M9	7.5	2.0	1.0	2.0	0.0	100, 1, 5, 1, 10, 50	0	900	3.0
M10	6.5	1.64	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	-200	0.0
M11	6.5	1.32	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	594	0.0
M12	6.5	1.32	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	-200	3.0
M13	6.5	1.32	0.7	1.32	-2.5	100, 1, 5, 1, 10, 50	1100	594	3.0

V_{oc} - la velocidad promedio de la placa oceánica. V_{NAM} : velocidad promedio de la placa de Norteamérica. V_{CB} : velocidad media del Bloque Chortis. V_{NAM_t} : velocidad promedio de la trinchera en la placa de Norteamérica. V_{CB_t} : velocidad promedio de la trinchera en el Bloque Chortis. d_{CD-t} - distancia recorrida por la trinchera del Bloque Chortis durante 45 Ma. d_{NAM-t} : distancia recorrida por la trinchera en la placa de Norteamérica durante 45 Ma (el valor negativo representa el movimiento de avance de la trinchera).

6.5.3. Condiciones cinemáticas para hipótesis tradicional

Tabla 6.5: Parámetros cinemáticos y distribuciones de viscosidad (Fig. 3.1) utilizados en las simulaciones numéricas de subducción.

Modelo	V_{oc} (cm/año)	V_{NAM} (cm/año)	V_{CB} (cm/año)	V_{NAM_t} (cm/año)	Rotación (cm/año)	Distribución de viscosidad ($\times 10^{21}$) Pas	Condición de frontera inferior (cm/año)
T1	$v(\theta) = 3.07\theta + 12.64$	1.5	-0.7	-1.5	30°	100, 1, 5, 10	Deslizamiento libre
T2	$v(\theta) = 3.07\theta + 12.64$	1.5	-0.7	-1.5	20°	100, 1, 5, 1, 10, 50	3 cm/año
T3	$v(\theta) = 3.07\theta + 12.64$	1.5	-0.7	-1.5	27°	100, 1, 5, 1, 10, 50	3 cm/año
T4	$v(\theta) = 3.07\theta + 12.64$	1.5	-0.7	-1.5	20°	100, 1, 5, 1, 10, 50	3 cm/año
T5	$v(\theta) = 3.07\theta + 12.64$	1.5	-0.7	-1.7	20°	100, 1, 5, 1, 10, 50	3 cm/año

La ecuación para la velocidad de la placa de Farallón/Cocos, describe una velocidad que cambia en función de θ , representa un valor de 6.2 cm/año hacia México y 8.5 frente a la zona de subducción del Bloque Chortis (DeMets et al., 2000; DeMets, 2001). V_{oc} - Velocidad promedio de la placa oceánica. V_{NAM} : velocidad promedio de la placa de Norteamérica. V_{CB} : velocidad media del Bloque Chortis. V_{NAM_t} : velocidad promedio de la trinchera en la placa de Norteamérica. (el valor negativo representa el movimiento de avance de la trinchera).

6.5.4. Condiciones cinemáticas para hipótesis In Situ

Tabla 6.6: Parámetros cinemáticos y distribuciones de viscosidad (Fig. 3.1) utilizados en las simulaciones numéricas de subducción.

Modelo	V_{oc} (cm/año)	V_{NAM} (cm/año)	V_{CB} (cm/año)	V_{NAM_t} (cm/año)	Rotación (cm/año)	Distribución de viscosidad ($\times 10^{21}$) Pas	Condición de frontera inferior (cm/año)
T6	$v(\theta) = 3.07\theta + 12.64$	1.5	-0.7	-1.5	10°	100, 1, 5, 10	Deslizamiento libre
T7	$v(\theta) = 3.07\theta + 12.64$	1.5	-0.7	-1.5	10°	100, 1, 5, 1, 10, 50	3 cm/año

La ecuación para la velocidad de la placa de Farallón/Cocos, describe una velocidad que cambia en función de θ , representa un valor de 6.2 cm/año hacia México y 8.5 frente a la zona de subducción del Bloque Chortis (DeMets et al., 2000; DeMets, 2001). V_{oc} - Velocidad promedio de la placa oceánica. V_{NAM} : velocidad promedio de la placa de Norteamérica. V_{CB} : velocidad media del Bloque Chortis. V_{NAM_t} : velocidad promedio de la trinchera en la placa de Norteamérica. (el valor negativo representa el movimiento de avance de la trinchera).