



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

“SIMULACIONES NUMÉRICAS DE INTRUSIONES MAGMÁTICAS PARA ESTUDIAR EL ORIGEN
GEODINÁMICO DEL CAMPO VOLCÁNICO LOS HUMEROS”

TESIS

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

PRESENTA:

ANDRÉS DAVID BAYONA ORDÓÑEZ

TUTOR:

Dr. VLAD CONSTANTIN MANEA
(Centro de Geociencias)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dr. Gerardo Carrasco Núñez (Centro de Geociencias)
Dr. Luca Ferrari (Centro de Geociencias)
Dr. Denis Legrand (Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria)
Dr. Giovanni Sosa Ceballos (Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán)

Santiago de Querétaro, Querétaro
Octubre de 2020



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.

DECLARATORIA DE ÉTICA

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

Andrés Bayona

ANDRÉS DAVID BAYONA ORDÓÑEZ

AGRADECIMIENTOS

Primero, quiero agradecer a mi mamá Doris, mi papá Saul (q.e.p.d.) que partió de este mundo al inicio de esta experiencia y a mis hermanas, los cuales fueron un pilar fundamental para poder finalizar exitosamente este posgrado. Además, a todos los demás miembros de mi familia que me ayudaron y permitieron que este recorrido que empezó cuando decidí venir a México fuera posible.

Gracias al Dr. Vlad Manea por aceptar ser mi tutor y guiarme con la tesis a lo largo de estos dos años de maestría, en donde aprendí a usar una nueva herramienta y sus aplicaciones en las geociencias. Asimismo, a los miembros del LAVIS (Laboratorio Nacional de Visualización Científica Avanzada), los cuales fueron de gran apoyo para culminar con éxito este trabajo.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) por la beca otorgada con la cual el desarrollo de este trabajo de grado fue posible. A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al Centro de Geociencias y al LAVIS por brindarme la posibilidad de usar sus instalaciones y herramientas de cómputo. Además, a los profesores, los cuales me aportaron conocimientos primordiales.

Quiero expresar mis agradecimientos hacia Héctor Romo por su apoyo y gran amistad que me brindó en mi estancia aquí en México. A Yasmín Escutia por su colaboración y amistad incondicional en todo momento. A Pancho, Daniela, Steven, Sandra, Víctor y Brian por sus aportes a lo largo de estos dos años. A mis compañeros de casa, a los de ajedrez y demás personas con las que compartí experiencias únicas e increíbles. A todos por esos momentos de aprendizaje, fiestas, juegos, debates y viajes, los cuales quedarán por siempre en mi memoria.

Doy gracias a mis amigos en Colombia, por sus mensajes y comentarios desde la distancia, los cuales fueron un soporte esencial. A las personas que me recibieron en México en mi primer día en Querétaro y que me ayudaron a hospedarme.

Finalmente, le agradezco a todos los que me asesoraron durante el desarrollo de la tesis. Un agradecimiento a la Dra. Sandra Vega y a los miembros del jurado por aportar a mi trabajo de grado. Al PAEP, por apoyarme en la participación de congresos, en donde pude mostrar mi tema de investigación y conocer investigadores destacados.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	9
1. INTRODUCCIÓN	11
1.1. Objetivos.....	13
1.2. Marco Tectónico.....	13
1.3. Marco Geológico	15
1.3.1. Geología Regional	15
1.3.2. Geología Local.....	18
1.3.3. Historia evolutiva	19
2. MARCO TEÓRICO	22
2.1. Ecuaciones diferenciales parciales.....	23
2.1.1. Ecuación de continuidad.....	23
2.1.2. Ecuación de momento	23
2.1.3. Ecuación de conservación de calor	24
2.2. Ecuaciones fundamentales del modelado	25
2.2.1. Densidad.....	25
2.2.2. Esfuerzos y deformación.....	26
2.2.3. Cambios de fases	28
2.3. Pasos numéricos	31
2.4. Limitantes de los modelos	32
3. METODOLOGÍA.....	33
3.1. Método de diferencias finitas	33
3.2. Capas del modelo, dimensiones, valores de entrada y condiciones de frontera.....	35
3.3. Advección y método de marcadores en celda	37
3.3.1. Ecuación de advección.....	37
3.3.2. Método de marcadores en celda.....	37
3.4. Método multigríd	40
3.5. Estructura del código.....	42
4. RESULTADOS.....	44
4.1. Modelo 1: Una anomalía térmica sin extensión regional.	46
4.2. Modelo 2: Dos anomalías térmicas sin extensión regional.....	47
4.3. Modelo 3: Dos anomalías térmicas con extensión regional	49
4.4. Modelo 4: Tres anomalías térmicas con extensión regional.....	50

4.4.1.	Temperatura, viscosidad y densidad	53
4.4.2.	Esfuerzos, presión y deformación.....	53
4.4.3.	Fundido parcial	61
5.	DISCUSIÓN	62
5.1.	Escenarios posibles.....	62
5.2.	Ascenso de la anomalía térmica	65
5.3.	Mecanismos de transporte de calor	67
5.4.	Esfuerzos y deformación en la FVTM.....	68
5.5.	Geología, geoquímica y geofísica del área de estudio	73
5.6.	Hipótesis alternativa y estudios a futuro	80
6.	CONCLUSIONES	81
	BIBLIOGRAFÍA	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana.	14
Figura 2. Subducción horizontal en México central.....	14
Figura 3. Profundidad del slab (km) bajo la Faja Volcánica Transmexicana.	15
Figura 4. Evolución del slab bajo México central.....	16
Figura 5. Modelos de elevación digital. a) Cuenca de Serdán Oriental, b) Caldera Los Potreros y Caldera Los Humeros.	17
Figura 6. Representación gráfica simplificada de la formación de las Calderas Los Humeros y Los Potreros.....	20
Figura 7. Columna estratigráfica del CVLH.....	21
Figura 8. Componentes del tensor de esfuerzos en dos dimensiones.	26
Figura 9. Deformación de un sólido: a) Componente normal, b) Componente de cizalla.	28
Figura 10. Diagrama de fases para la corteza superior.....	30
Figura 11. Diagrama de fases para la corteza inferior.	30
Figura 12. Diagrama de fases para el manto.	31
Figura 13. Grilla numérica utilizada en las simulaciones.	34
Figura 14. Discretización para el caso de las ecuaciones de continuidad y conservación de calor usando una grilla escalonada 2D.....	34
Figura 15. Ejemplo de una grilla numérica 1D usada para computar la primera derivada del campo gravitacional ($\partial\Phi/\partial x$) en los nodos A y B usando diferencias finitas.....	35
Figura 16. Interpolación desde los marcadores en las celdas cercanas a los nodos.	39
Figura 17. Grilla 2D usada para la interpolación desde los nodos a los marcadores..	39
Figura 18. Esquema del método multigrad.....	42
Figura 19. Estructura simplificada del código utilizado en las simulaciones.	43
Figura 20. Capas terrestres utilizadas, anomalía térmica y canal.	44
Figura 21. Gradiente geotérmico y adiabático terrestre	45
Figura 22. Modelo 1	47
Figura 23. Modelo 2.	48
Figura 24. Modelo 3.	50
Figura 25. Modelo 4	51
Figura 26. Temperatura, viscosidad y densidad durante la evolución del modelo 4..	52
Figura 27. Esfuerzos normales, esfuerzos de cizalla, presión y el segundo invariante del tensor de la tasa de deformación durante la evolución del modelo 4.	57
Figura 28. Evolución de los pulsos térmicos a través de las capas terrestres, fundido parcial, bulk strain y deformación plástica en el modelo 4.	60
Figura 29. Simulaciones con temperatura de 1.800 K ($\Delta T = 200$ K) para los tres pulsos térmicos con diferentes valores de tasa de extensión total anual y radio del segundo y tercer pulso térmico.	63
Figura 30. Simulaciones con temperatura de 1.750 K ($\Delta T = 150$ K) para los tres pulsos térmicos con diferentes valores de tasa de extensión total anual y radio del segundo y tercer pulso térmico..	64

Figura 31. Simulaciones con temperatura de 1.730 K ($\Delta T = 130$ K) para los tres pulsos térmicos con diferentes valores de tasa de extensión total anual y radio del segundo y tercer pulso térmico.	64
Figura 32. Log10 de la viscosidad al inicio de la simulación en el modelo 4.	65
Figura 33. Evolución del modelo tras 900.000 años.	66
Figura 34. Bulk strain en la corteza en el paso numérico 1.500 (574.890 años).	67
Figura 35. Distribución de los volcanes monogenéticos y poligenéticos en la FVTM y su relación con la dirección de deformación (extensión) principal.	70
Figura 36. Interpretación estructural del basamento pre-volcánico del CVLH deformado por eventos compresivos.	71
Figura 37. Espesor de la corteza continental (km) en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).	72
Figura 38. Slab detachment en el slab de Cocos.	73
Figura 39. Origen tectónico del magmatismo intraplaca como una consecuencia del retroceso del slab de Cocos.	75
Figura 40. Relación de Th/Nb vs Ba/Th y de Th/Nb vs La/Sm (normalizado a condrita) de las unidades del CVLH.	75
Figura 41. Desgarre del slab de Cocos debajo de la cadena de volcanes Pico de Orizaba (Citlaltépetl) – Cofre de Perote.	77
Figura 42. Acumulación horizontal de fundido parcial en el límite corteza-manto debajo de la FVTM en el perfil A-A' (Figura 1).	78

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Valores empleados para las capas terrestres.....	36
Tabla 2. Constantes utilizadas en la simulación.....	36
Tabla 3. Variables usadas en el modelo 1.....	46
Tabla 4. Variables usadas en el modelo 2.....	48
Tabla 5. Variables usadas en el modelo 3.....	49
Tabla 6. Variables usadas en el modelo 4.....	51

RESUMEN

El Campo Volcánico Los Humeros (CVLH) representa una de las calderas volcánicas más interesantes en México debido a su tamaño, historia evolutiva y actividad reciente. Hoy en día, el CVLH es el tercer campo geotérmico más grande del país en términos de producción de energía. La Caldera Los Humeros tiene aproximadamente 18 km de largo por 16 km de ancho y está ubicada en la cuenca de Serdán Oriental, al este de la Faja Volcánica Transmexicana en la parte centro-oriental del país, aproximadamente a 430 km de la trinchera Mesoamericana y 380 km sobre el slab de Cocos. La ausencia de estudios de geodinámica computacional y la ubicación particular de la caldera en una zona profunda del slab fueron la principal motivación para llevar a cabo esta tesis.

En este estudio se muestran resultados de simulaciones numéricas de intrusiones magmáticas para comprender el origen geodinámico profundo de la caldera. Para este propósito, se utilizaron simulaciones numéricas de intrusiones de magma bidimensionales de alta resolución acopladas petrológicamente y termomecánicamente. Se realizó un estudio paramétrico para investigar la influencia de varios factores como el exceso de temperatura, el régimen tectónico regional y el radio de varias anomalías térmicas insertadas a 80 km de profundidad justo debajo del límite litósfera-astenósfera empleado en los modelos. Estas simulaciones en 2D se llevaron a cabo utilizando el método de diferencias finitas, junto con la técnica de marcadores en celda y el método multigrad. Las variables físicas utilizadas para las capas de la Tierra (astenósfera, manto litosférico, corteza inferior y corteza superior) y para la composición de la intrusión magmática se tomaron de la literatura y de modelos previamente establecidos. Además, fue considerada una reología viscoelastoplástica y los modelos contaron con algunas simplificaciones para facilitar el análisis de los resultados. Las simulaciones incluyeron erosión y transporte de sedimentos en superficie.

Los resultados del modelado numérico mostraron que solamente bajo ciertas condiciones iniciales de temperatura y tamaño de las anomalías térmicas profundas que vienen en una secuencia específica de tipo cadena es posible formar una caldera volcánica de tamaño similar al CVLH. La anomalía de temperatura ($\Delta T \geq 100$ K) sugirió un origen profundo para la anomalía térmica. Además, se descubrió que varios pulsos magmáticos pueden alcanzar la superficie solamente si consideramos en nuestros modelos una tasa de extensión horizontal consistente con el régimen tectónico extensional en la región (≥ 4 mm/año para un eje de 200 km). Los resultados fueron complementados con bibliografía del área de estudio para mejorar su interpretación.

ABSTRACT

Los Humeros Volcanic Field (LHVF) represents one of the most interesting volcanic calderas in Mexico because of its size, history and recent volcanic activity. Nowadays, LHVF is the third largest geothermal field in Mexico in terms of energy output. Los Humeros Caldera is roughly 18 km long by 16 km wide and is located in the Serdán Oriental basin, east of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) in the central-eastern part of the country, approximately 430 km from the Mesoamerican trench and 380 km over the Cocos slab. The lack of computational geodynamics studies and the rare location of the caldera above a deep portion of the subducted slab were the main motivation to carry out this thesis.

This study shows results of numerical simulations of magmatic intrusions to understand the deep geodynamic origin of the caldera. For this purpose, we used high-resolution two-dimensional coupled petrological-thermomechanical numerical simulations of magma intrusion. A parametric study was carried out to investigate the influence of several factors such as excess temperature, the regional tectonic regime and the radius of several thermal anomalies inserted 80 km deep just below the lithosphere-asthenosphere boundary used in the models. These 2D simulations were accomplished using the finite difference method coupled with the cell marker technique and employing the multigrid method. The physical variables used for the layers of the Earth (asthenosphere, lithospheric mantle, lower crust and upper crust) and for the composition of the magmatic intrusion were taken from the literature and previously established models. Furthermore, it was considered a viscoelastoplastic rheology and the models had some simplifications to facilitate the analysis of the results. The simulations included erosion and sediment transport on the surface.

The results of the numerical modeling showed that only under certain initial conditions of temperature and size of the deep thermal anomalies that come in a specific chain-type sequence it is possible to form a volcanic caldera of similar size to LHVF. The temperature anomaly ($\Delta T \geq 100$ K) suggested a deep origin for the thermal anomaly. Furthermore, it was discovered that several magmatic pulses can reach the surface only if we consider in our models a horizontal extension rate consistent with the extensional tectonic regime in the region (≥ 4 mm / year for a 200 km axis). The results were complemented with bibliography of the study area to improve their interpretation.

1. INTRODUCCIÓN

Las calderas volcánicas son depresiones morfológicas formadas por el colapso de edificios volcánicos como consecuencia de una inestabilidad gravitacional asociada a eventos explosivos. Una de las principales calderas en México es Los Hornos, siendo la caldera activa más grande de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), con un campo geotérmico en explotación que produce alrededor de 95 MW de energía anualmente (Norini et al., 2019). La comprensión de la evolución geodinámica del Campo Volcánico Los Hornos (CVLH) es muy importante debido a su influencia en la ocurrencia de anomalías térmicas e hidrotermales (Norini et al., 2015).

La geodinámica computacional es una ciencia que inició en el año 1970 cuando se realizó la primera simulación numérica 2D de una zona de subducción (Minear & Toksöz, 1970). Un año después se efectuó la primera simulación 2D de modelos de convección del manto, aunque fue exclusivamente térmica (Torrance & Turcotte, 1971). En 1972 se ejecutó el primer modelo de domos de sal dinámicos utilizando el método de elementos finitos (Berner et al., 1972), previo a esto solamente modelos análogos y analíticos habían sido usados para estudiar el diapirismo en la corteza terrestre. Entre 1977 y 1980 se llevaron a cabo los primeros modelos de convección termo-químicos del manto en 2D (Keondzhyan & Monin, 1977, 1980). En 1978 se concretaron los primeros modelos de colisión continental (Daignieres et al., 1978). Entre 1985 y 1986 se logró el primer modelo 3D de la convección del manto (Baumgardner, 1985). Desde entonces, la geodinámica computacional ha progresado rápidamente debido a los nuevos avances de cómputo, manteniéndose en un estado constante de desarrollo, haciéndola una de las disciplinas más modernas en las ciencias de la Tierra.

Este es un estudio de geodinámica computacional sobre el origen profundo del CVLH, el cual pretende determinar la influencia de varios factores; el diámetro de una o varias anomalías térmicas astenosféricas, el exceso de temperatura y la influencia de los esfuerzos regionales. La herramienta utilizada para este fin fue una serie de simulaciones numéricas de intrusiones de magma bidimensionales de alta resolución acopladas petrológicamente y termomecánicamente, con la que se estudió el ascenso y evolución de una anomalía térmica en su trayecto desde la astenósfera hasta la corteza. Se realizaron 300 simulaciones, en las que se variaron los valores iniciales de los parámetros de interés; exceso de temperatura y radio de la anomalía térmica y la tasa de extensión tectónica horizontal, para comprender los escenarios bajo los cuales el ascenso de magmas astenosféricos a la superficie de la corteza fueron posibles y entender mejor la formación del CVLH, apoyado con datos geológicos, geofísicos y geoquímicos del área de estudio.

El CVLH se localiza al noreste de la FVTM, aproximadamente a 430 km de la trinchera Mesoamericana, donde el slab de la placa de Cocos se encuentra a una profundidad de alrededor de 380 km de acuerdo con los perfiles sísmicos MASE y VEOX (Ferrari et al., 2012; Melgar & Pérez-Campos, 2011; Pérez-Campos et al., 2008), los cuales muestran la mayor aproximación a la geometría del slab en esta área. El gran tamaño y actividad intensa de Los Humeros, sumado a la profundidad del slab en esta zona hacen una tarea difícil entender el origen geodinámico de este campo, ya que el vulcanismo asociado a subducción se localiza comúnmente más cerca a la trinchera, aproximadamente en donde la profundidad del slab es de 100-200 km (Schubert et al., 2004).

Modelos numéricos muestran que un slab detachment permite el ascenso de anomalías térmicas profundas (ej: anomalías con origen debajo del slab) hacia la cuña astenosférica aumentando considerablemente la temperatura y generando fundido parcial (Schmidt & Poli, 2002; Van de Zedde & Wortel, 2001). Además, el retroceso del slab de Cocos ha generado extensión en la FVTM facilitando el ascenso de material profundo. Este retroceso también ha hecho que la parte trasera del arco tenga un magmatismo con firma geoquímica intraplaca (Gómez-Tuena et al., 2018); sin embargo, las unidades caldérica y postcaldérica del CVLH muestran un magmatismo asociado al slab subducido (Créon et al., 2018) a pesar de su ubicación en la zona trasera del arco volcánico. Esto en conjunto hizo plantear la hipótesis de esta tesis, la cual apunta a que el origen de los magmas que formaron el CVLH se debe a una anomalía térmica profunda asociada a la subducción que ascendió tras el detachment y posterior retroceso del slab generando fundido parcial en la cuña del manto. Para la discusión de los resultados también se tuvo en cuenta la existencia de una ventana astenosférica al oriente de Los Humeros, la variación en el espesor de la corteza y la deformación preexistente en el área.

La justificación para realizar este trabajo se debe principalmente a la inexistencia de antecedentes donde se haya investigado mediante simulaciones numéricas el origen geodinámico del CVLH. Este trabajo se lleva a cabo con el propósito de entender las condiciones iniciales del manto que permitieron la formación de Los Humeros, modelando el origen de un campo volcánico de dimensiones similares al CVLH mediante anomalías térmicas y planteando un modelo tectónico que se asemeje a las observaciones descritas en la bibliografía y/o plantear una nueva hipótesis que se acople a las observaciones existentes; así como determinar las principales diferencias de la

formación del CVLH con respecto a la actividad volcánica del centro de México y de la parte frontal de la FVTM.

1.1. Objetivos

Los objetivos planteados son los siguientes:

- Entender la dinámica de interacción entre una anomalía térmica sublitosférica y la corteza continental.
- Modelar numéricamente la formación de Los Humeros con un enfoque en la reología, tamaño y temperatura de la anomalía.
- Estudiar el papel que juegan los esfuerzos regionales para la formación de la caldera.

1.2. Marco Tectónico

El CVLH se localiza al noreste de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), un arco volcánico formado por la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana (Figura 1). La placa de Cocos se originó hace 23 Ma junto con la placa de Nazca, cuando la placa Farallones se dividió en dos (Atwater et al., 1998; Lonsdale, 2005). Posteriormente, surgió la placa Rivera al fragmentarse la placa de Cocos hace 10 Ma (Demets & Traylen, 2000).

La placa de Cocos subduce horizontalmente por debajo de la placa Norteamericana en México central por 250 km desde la trinchera hasta cercanías de la Ciudad de México (Ferrari et al., 2012; Pardo & Suarez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008), en donde su geometría cambia a un ángulo mayor hasta truncarse a 500 km de profundidad (Figura 2) posiblemente por la propagación del desgarre de la placa de Cocos (Pérez-Campos et al., 2008). En Los Humeros, la placa subducida está a una profundidad de aproximadamente 380 km (Figura 3). Estudios geofísicos revelan que el manto litosférico es muy delgado bajo la FVTM y la corteza inferior bajo este está parcialmente fundida (Ferrari et al., 2012). Los magmas estudiados en el arco revelan tanto composiciones intraplaca sin contribución del slab como también asociados a la subducción de la placa de Cocos (Gómer-Tuena et al., 2007; Gómez-Tuena et al., 2005; Orozco-Esquivel et al., 2007; Sheth et al., 2010), mostrando la complejidad geodinámica de esta área. En el CVLH, la corteza continental tiene un espesor de entre 35-40 km (Ferrari et al., 2012).

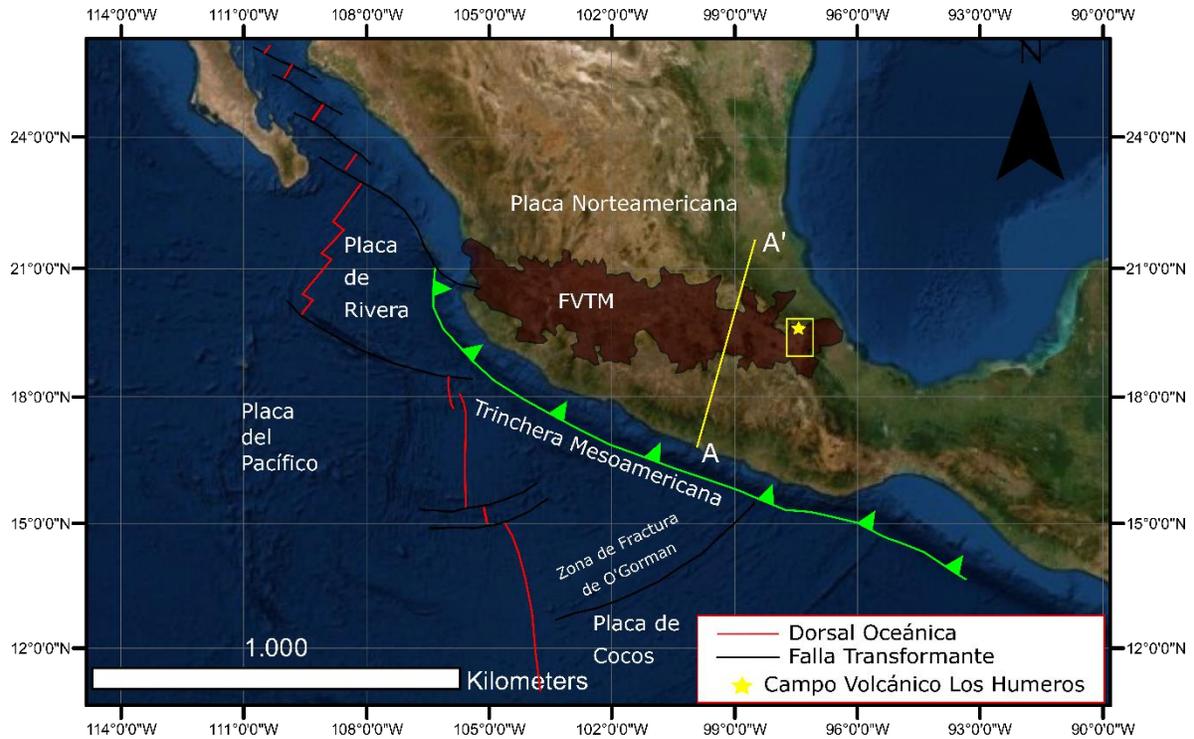


Figura 1. Subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana. El rectángulo amarillo representa el área donde se localiza la cuenca de Serdán Oriental.

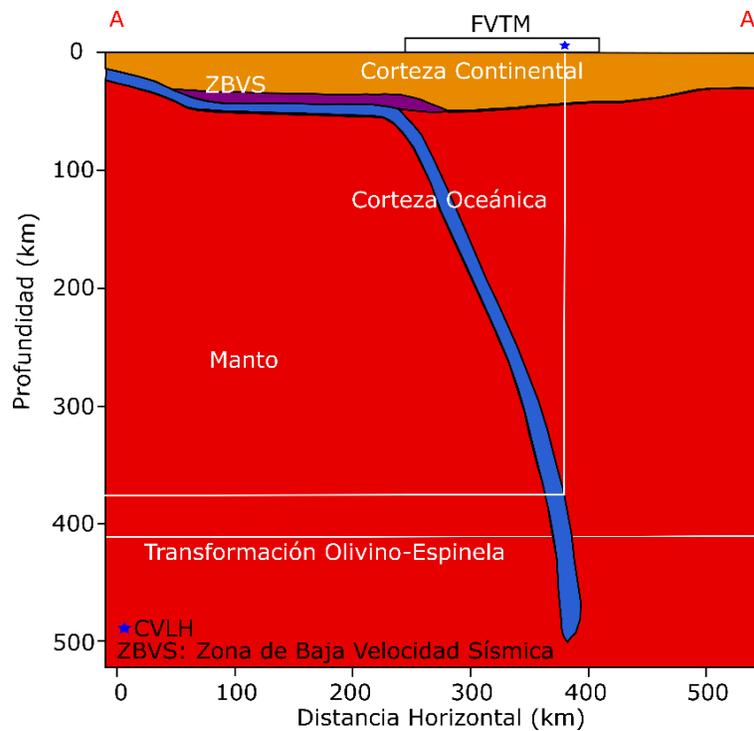


Figura 2. Subducción horizontal en México central. El CVLH proyectado en el perfil A-A' (Figura 1). Modificado de Pérez-Campos et al. (2008). La transición de fase Olivino-Espinela se ubica a 410 km de profundidad de acuerdo con Turcotte & Schubert (2014).

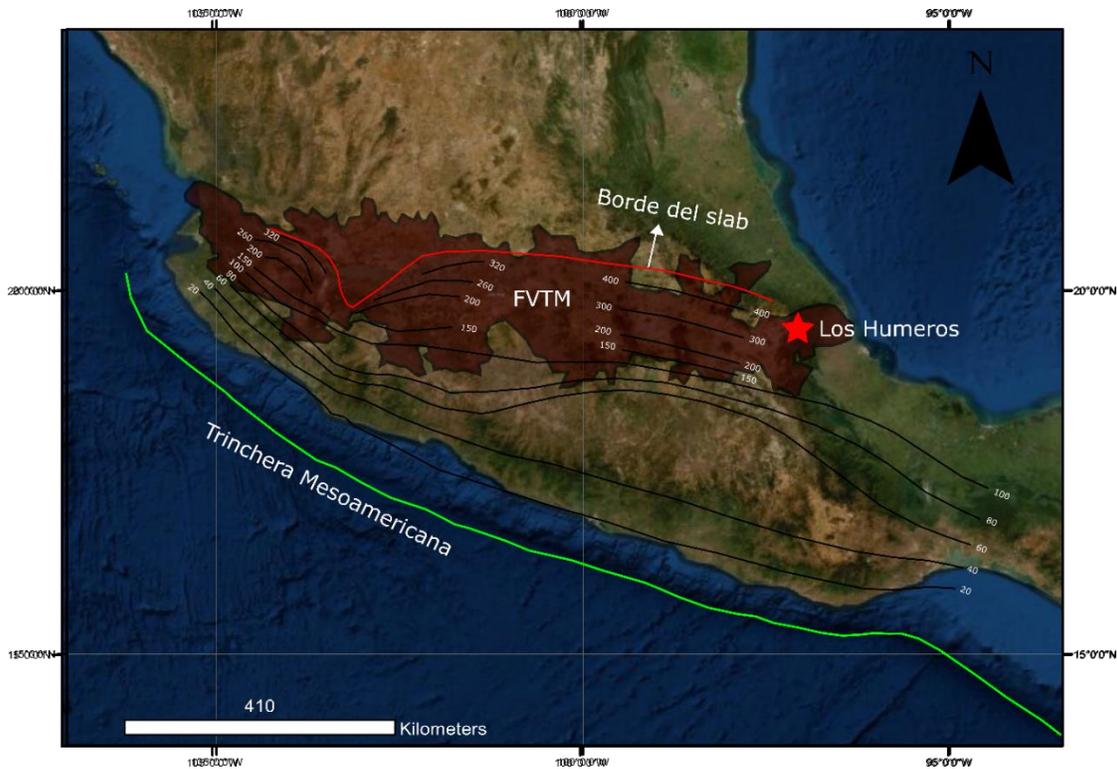


Figura 3. Profundidad del slab (km) bajo la Faja Volcánica Transmexicana. Basado en Pardo & Suarez (1995) y Ferrari et al. (2012).

1.3. Marco Geológico

1.3.1. Geología Regional

1.3.1.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La FVTM es una provincia volcánica de edad Mioceno medio a Holoceno con rumbo EW, activa volcánicamente y sísmicamente (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2003), se extiende aproximadamente por 1.000 km desde la costa pacífica al oeste hasta el golfo de México al este (Ferrari et al., 2012). Presenta variaciones de composición y estilo volcánico (Ferrari et al., 2012) y la parte oriental está compuesta por conos de ceniza, conos de lava, conos de escoria, calderas, estratovolcanes y domos; con edades del Cuaternario y del Terciario Superior (Carrasco-Núñez et al., 2012), mientras que el basamento regional del oriente de la FVTM comprende rocas Paleozoicas y Mesozoicas (Carrasco-Núñez et al., 2012).

De acuerdo a Ferrari et al. (2012), la evolución de la FVTM se puede dividir en cuatro etapas: 1) Entre los 20 y 10 Ma, el arco volcánico migró tierra adentro sugiriendo la horizontalización del slab. 2) Entre los 10 y 7 Ma, un pulso magmático migró de oeste a este marcando la propagación de un desgarre en el slab por el cese de la subducción bajo Baja California. 3) Entre los 7 y 3,5 Ma, el

arco empezó a migrar hacia la trinchera debido a un retroceso del slab. 4) El actual arco está compuesto por un arco frontal dominado por fusión del slab y un arco trasero dominado por magmas astenosféricos.

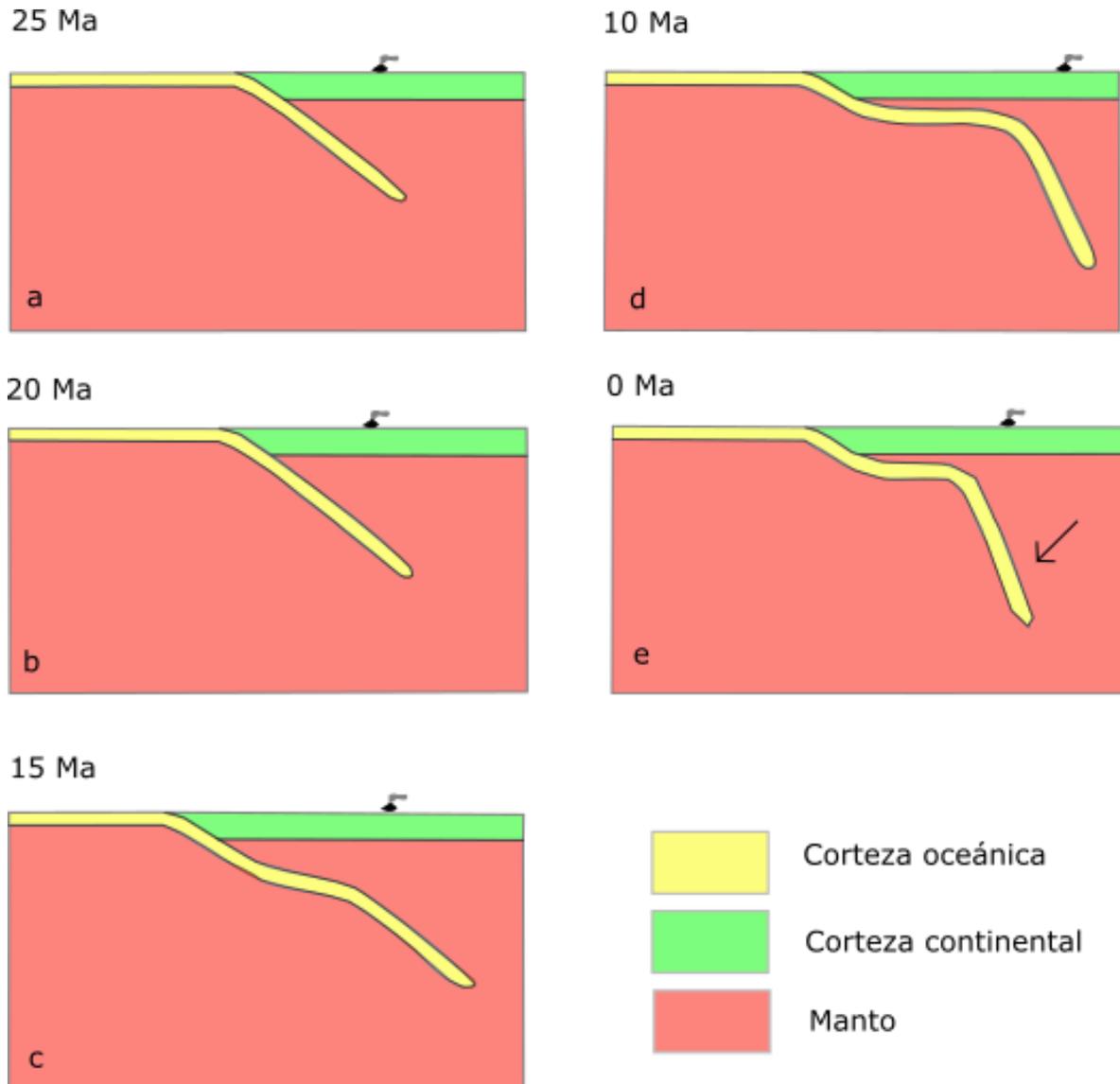


Figura 4. Evolución del slab bajo México central. Modificado de Manea et al. (2013).
a) Subducción de la placa Farallones. b) Subducción de la placa de Cocos y migración de la trinchera mesoamericana hacia el oeste. c) Migración del arco volcánico al este debido al inicio de la horizontalización del slab. d) Subducción plana y migración del arco volcánico al este. e) Subducción plana y migración del arco hacia el oeste por el retroceso del slab.

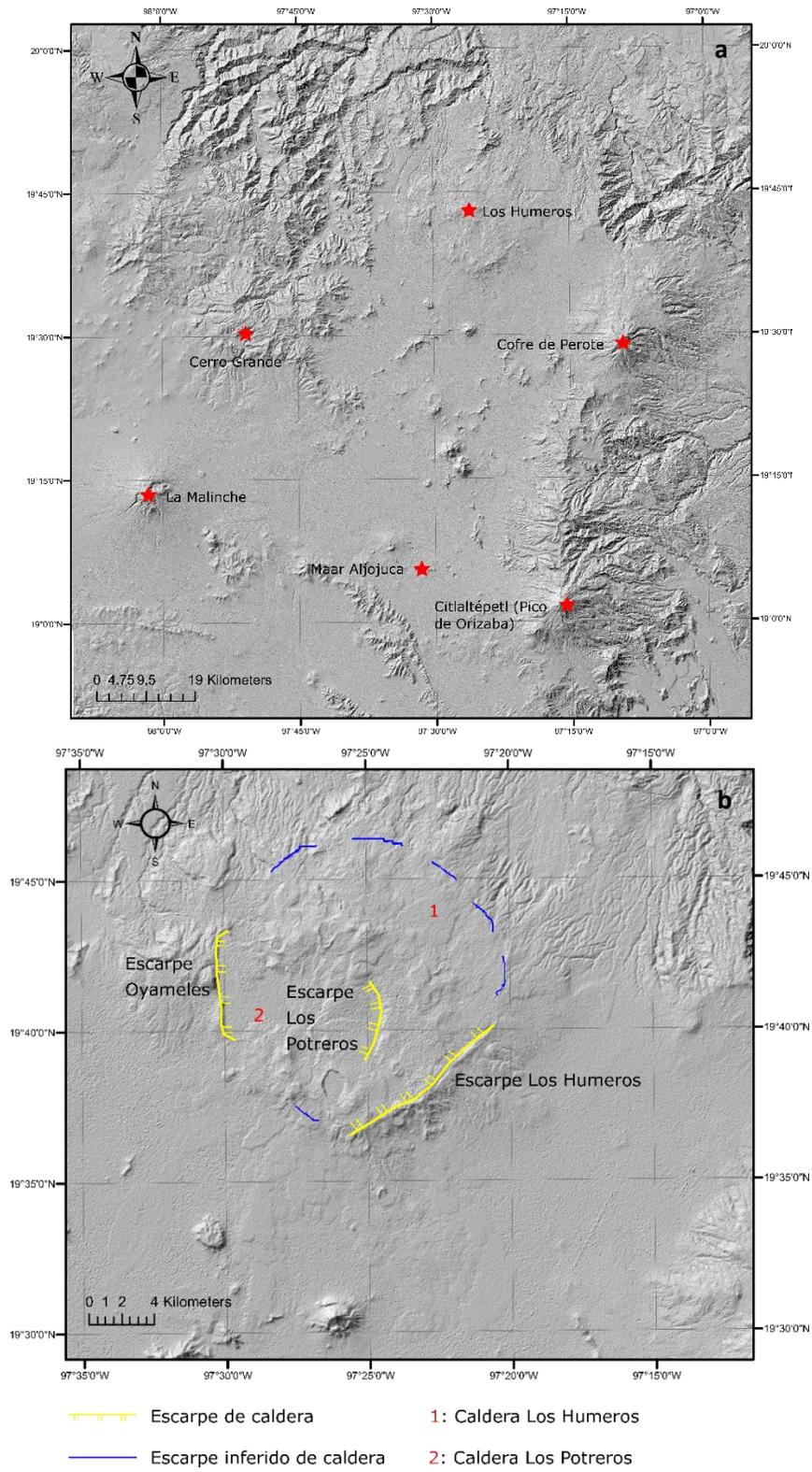


Figura 5. Modelos de elevación digital. a) Cuenca de Serdán Oriental, b) Caldera Los Potreros y Caldera Los Humeros.

1.3.1.2. Cuenca de Serdán Oriental

La cuenca de Serdán Oriental tiene un área de 5.250 km² y se encuentra al oriente de la FVTM (Figura 1). Es una cuenca intermontana del altiplano mexicano con una elevación promedio de 2.300 msnm (Carrasco-Núñez et al., 2012). Se caracteriza por mostrar vulcanismo monogenético bimodal que ha producido domos riolíticos, escoria y ceniza de composición basáltica, anillos y conos de toba, conos de lava y volcanes tipo maar (Carrasco-Núñez et al., 2012); principalmente de edad Cuaternario, pero con algunos volcanes Pliocenos (Carrasco-Núñez et al., 2014). Está limitada al norte por la caldera Los Humeros, al occidente por Cerro Grande y La Malinche, al oriente por la cadena de volcanes Cofre de Perote-Citlaltépetl (Pico de Orizaba) y al sur por afloramientos aislados de la Sierra Madre Occidental ubicados en cercanías del Maar Aljojuca (Figura 5).

1.3.2. Geología Local

1.3.2.1. Generalidades

El CVLH se compone de al menos dos calderas (Figura 5); una pequeña de aproximadamente 8 x 10 km de diámetro nombrada Caldera Los Potreros y la más importante, la Caldera Los Humeros de aproximadamente 18 x 16 km de diámetro (Corbo-Camargo et al., 2020). Cada una se formó en eventos diferentes, la más grande hace 164.000 años y la más pequeña hace 69.000 años (Carrasco-Núñez et al., 2018).

Los Humeros es una caldera volcánica con un sistema geotérmico activo de composición predominantemente riolítica, aunque incluye también productos eruptivos de composición basáltica y andesítica (Carrasco-Núñez et al., 2018). Esta se localiza en la cuenca de Serdán Oriental (Figura 5), en la parte más oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), cerca al límite de esta provincia con la de Sierra Madre Oriental (Gutiérrez-Negrín & Izquierdo-Montalvo, 2010), entre los estados de Puebla y Veracruz en el centro-este de México.

1.3.2.2. Estratigrafía

Estratigráficamente se identifican cuatro unidades geológicas en la caldera Los Humeros, las cuales están separadas por discordancias que marcan diferentes eventos geológicos que muestran su evolución (Figura 7).

1.3.2.2.1. Basamento

El basamento prevolcánico de Los Humeros corresponde a rocas metamórficas y plutónicas del Paleozoico Superior del Macizo Teziutlán (Ferriz & Mahood, 1984; Gómez-Tuena et al., 2003). Sobre

estas yacen en forma discordante shales y calizas del Mesozoico (Yañez et al., 1991) correspondientes a la Formación Pimienta (Jurásico Superior) y la Formación Tamaulipas (Cretácico Inferior) con un espesor de 3.000 m (Ferriz & Mahood, 1984; Gómez-Tuena et al., 2003), las cuales se encuentran intruidas por granitos y sienitas del Eoceno-Oligoceno. Durante el Mioceno Superior, se dio el emplazamiento de las lavas Cuyuaco y Alseseca compuestas principalmente de flujos de lava basálticos y andesíticos fracturados (Gutiérrez-Negrín & Izquierdo-Montalvo, 2010). Finalmente, actividad efusiva ocurrió entre los últimos 5-1,5 Ma dando origen a las lavas Teziutlán (Gutiérrez-Negrín & Izquierdo-Montalvo, 2010).

1.3.2.2.2. Fase precaldérica

Esta fase comprende las lavas y los abundantes domos riolíticos que fueron extruidos en el área de Los Humeros (Ferriz & Mahood, 1984), los cuales suprayacen a las lavas Teziutlán con edades que van desde los 0,69 Ma hasta los 0,27 Ma (Carrasco-Núñez et al., 2018), siendo esta última correspondiente a los domos riolíticos previos a la formación de la Caldera Los Humeros.

1.3.2.2.3. Fase caldérica

Hace 0,164 Ma, los domos fueron interrumpidos por el emplazamiento de la Ignimbrita Xaltipan (Carrasco-Núñez et al., 2018), una erupción que desencadenó en la formación de la caldera Los Humeros (Figura 6). Domos riolíticos y una serie de depósitos piroclásticos riolíticos-andesíticos llamados Toba Faby fueron emplazados entre los 0,155 y 0,070 Ma (Carrasco-Núñez et al., 2018). Hace 0,069 Ma se formó la Ignimbrita Zaragoza debido a actividad explosiva, lo que originó un nuevo colapso, creando la caldera Los Potreros dentro de la caldera Los Humeros.

1.3.2.2.4. Fase postcaldérica

Durante los últimos 50.000 años, el vulcanismo resurgió con explosiones menores, flujos de lava y conos de escoria (Ferriz & Mahood, 1984). Esta manifestación volcánica tras el colapso de la caldera Los Potreros se divide en dos fases de acuerdo a Carrasco-Núñez et al. (2018): (1) Fase resurgente: magmas riolíticos y dacíticos y (2) Fase bimodal y fracturas en anillo: vulcanismo andesíticos y basáltico-andesítico.

1.3.3. Historia evolutiva

El vulcanismo en Los Humeros empezó en el Mioceno, hace 10 Ma. Este fue de tipo fisural y formó las Andesitas Alseseca que afloran al noreste de la caldera Los Humeros (Yañez García & Casique Vázquez, 1980). Posteriormente, cesó y se reanudó cuando inició la actividad volcánica en la FVTM

durante el Plioceno, emplazando las Andesitas Teziutlán entre 2,6 y 1,4 Ma (Carrasco-Núñez et al., 2017).

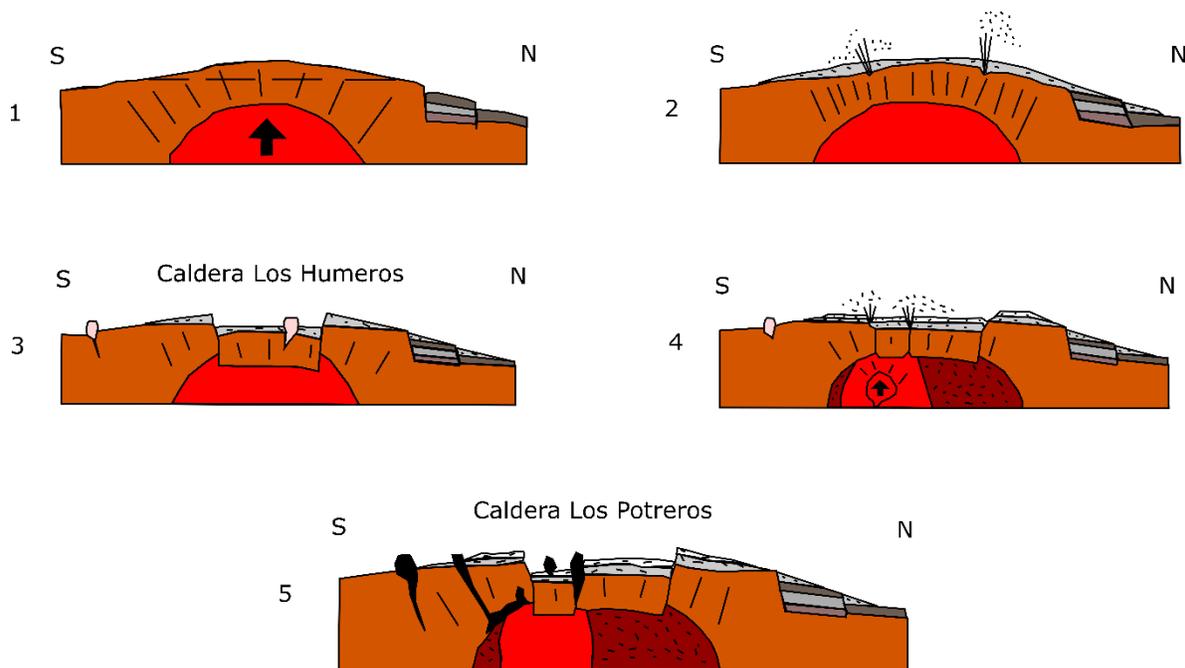


Figura 6. Representación gráfica simplificada de la formación de las Calderas Los Humeros y Los Potreros: 1) Intrusión de una cámara magmática riolítica y abombamiento de la superficie. Presencia de las lavas Teziutlán asociadas al basamento. 2) Emisión de la Ignimbrita Xaltipan hace 164.000 años (Carrasco-Núñez et al., 2018). 3) Formación de la Caldera Los Humeros por el colapso gravitacional desencadenado en la erupción que emplazó la Ignimbrita Xaltipan. Formación de domos riolíticos. 4) Enfriamiento de la cámara magmática. Posteriormente, emisión de la Ignimbrita Zaragoza hace 69.000 años (Carrasco-Núñez et al., 2018). Por último, inyección de magmas máficos-intermedios. 5) Caldera Los Potreros dentro de Los Humeros, formada por la erupción que emplazó la Ignimbrita Zaragoza. Finalmente, ascenso de magmas máficos-intermedios a superficie relacionados al vulcanismo postcaldérico. Modificado de Campos-Enriquez & Arredondo-Fragoso (1992).

La formación de la caldera se remonta a cuando una cámara magmática altamente diferenciada fue emplazada en los depósitos calcáreos del Mesozoico, los cuales ya estaban parcialmente metamorfizados por la Orogenia Larámide y las intrusiones del Oligoceno (Gutiérrez-Negrín & Izquierdo-Montalvo, 2010), dando origen a una serie de domos riolíticos. Después de la formación de los domos, hace 0,164 Ma (Carrasco-Núñez et al., 2018), ocurrió una serie de erupciones explosivas (Figura 6) produciendo la Ignimbrita Xaltipan de composición riolítica (Gutiérrez-Negrín & Izquierdo-Montalvo, 2010). Este evento causó el colapso gravitacional de la estructura creando la Caldera Los Humeros de 18 km de largo x 16 km de ancho (Corbo-Camargo et al., 2020). Hace 0,069

Ma (Carrasco-Núñez et al., 2018), una nueva serie de erupciones explosivas se llevó a cabo durante un proceso de resurgencia desencadenando en la formación de la Ignimbrita Zaragoza. Debido a las violentas erupciones se dio nuevamente un colapso gravitacional originando la caldera Los Potreros, la cual yace dentro de la caldera Los Humeros con un diámetro de 7 por 9 km (Yáñez García & Casique Vázquez, 1980). Durante los últimos 50.000 años, nuevas erupciones volcánicas formaron domos riolíticos, conos de ceniza, flujos de lava andesíticos, basálticos y dacíticos. Actualmente, se considera un sistema joven y se espera que siga teniendo actividad por mucho más tiempo (Carrasco-Núñez et al., 2018).

Era	Edad (años)	Unidades estratigráficas	Fase
Ceno- zoico	2,8 +- 0,03 mil	Traquita El Pájaro	Fase bimodal y fractura de anillo
	3,9 +- 0,13 mil	Basaltos olivínicos	
	7,3 +- 0,1 mil	Miembro Cuicuiltic	
	8,9 +- 0,03 mil	Lavas basálticas, andesíticas y traquiandesíticas	Fase postcaldérica
	28,3 +- 1,1 mil	Toba Llano	
	50 mil	Toba Xoxoctic y lava El Limón	Fase Resurgente
	50 +- 4,4 mil a 44,8 + 1,7 mil	Magmatismo riolítico y dacítico	
	69 +- 16 mil	Ignimbrita Zaragoza	Fase caldérica
	70 +- 23 mil	Toba Faby y domos riolíticos	
	164 +- 4,2 mil	Ignimbrita Xaltipan	
	693 +- 1,9 mil a 270 +- 17 mil	Domos y riolitas precaldéricas	Fase precaldérica
	1,44 Ma a 2,65 Ma	Basamento volcánico basáltico y andesítico	Basamento volcánico
31 a 15 Ma	Granodiorita y sienita	Basamento prevolcánico	
Meso- zoico	Calizas, shales y areniscas		
Paleo- zoico	Basamento ígneo y metamórfico		

Figura 7. Columna estratigráfica del CVLH. Modificado de Cavazos-Álvarez & Carrasco-Núñez (2020).

2. MARCO TEÓRICO

En la actualidad, no hay antecedentes de investigaciones aplicando la geodinámica computacional en ninguna caldera del país. Por tal motivo, este es un trabajo pionero en esta área debido a que es el primero con el propósito de estudiar el origen geodinámico de una caldera mediante modelado numérico; sin embargo, en México se han hecho publicaciones científicas basadas en simulaciones numéricas de intrusiones magmáticas astenosféricas similares empleando la misma teoría y metodología a la aquí expuesta, como es el caso del estudio de la evolución geodinámica del Itsmo de Tehuantepec (Manea, M. et al., 2019). Esta es una herramienta relativamente nueva, la cual se encuentra en proceso de desarrollo y evolución. La teoría y metodología empleadas en este trabajo se basan principalmente en las publicadas por Gerya (2010). Esta tesis tiene implicaciones fundamentales con otras disciplinas como tectónica de placas, sismología y geoquímica.

El modelado geodinámico numérico es una ciencia aplicada que busca reconstruir procesos geodinámicos imposibles de presenciar en nuestra escala de tiempo, pero que utiliza diferentes ecuaciones matemáticas para representar procesos físicos y llevar a cabo la reproducción de dichos eventos. En este trabajo se realizaron simulaciones numéricas de intrusiones de magma bidimensionales de alta resolución acopladas petrológicamente y termomecánicamente, donde se insertó una serie de pulsos térmicos en la astenósfera justo debajo del manto litosférico. Se estudió la evolución de su ascenso desde allí hasta la superficie de la corteza empleando diversos parámetros de las rocas (ej: densidad, expansión térmica, etc.) en las diferentes capas terrestres utilizadas (corteza superior, corteza inferior, manto litosférico y astenósfera), partiendo de un modelo inicial homogéneo.

Las simulaciones se hicieron modificando los valores iniciales de los parámetros de interés: exceso de temperatura, radio de la anomalía térmica y tasa de extensión. Para este fin fue necesario resolver un sistema de ecuaciones, entre las que se destacan tres ecuaciones diferenciales parciales: la ecuación de continuidad, la ecuación de momento y la ecuación de conservación de calor. Además, se calcularon tensores de esfuerzos y deformación y cambios de densidad y de fase de los materiales; mediante un sistema de discretización específico para resolver las ecuaciones, lo cual será explicado con más detalle en el siguiente capítulo. Por último, a algunos modelos se les insertó una tasa de extensión tectónica horizontal. Estas simulaciones se hicieron con el objetivo de observar las condiciones iniciales necesarias, para permitir que magmas astenosféricos logran llegar hasta superficie y generar una estructura volcánica de dimensiones similares al CVLH.

2.1. Ecuaciones diferenciales parciales

Las ecuaciones utilizadas se pueden escribir de dos formas dependiendo del punto geométrico (eulerianos y lagrangianos) para la cual estén basadas (Melrose et al., 2015). Los eulerianos son puntos de observación inmóviles no relacionados a ningún punto material específico, mientras que los lagrangianos están unidos a un único punto material y se mueven con este (Chakraborty, 2012). Esto significa que el mismo punto material se encuentra siempre sobre un punto lagrangiano independiente del momento de tiempo. Diferentes puntos lagrangianos pasan por un punto euleriano a través del tiempo (Gerya, 2010).

2.1.1. Ecuación de continuidad

La continuidad indica que en una escala macroscópica el medio considerado no posee espacios sin masa. En geodinámica, a las principales unidades rocosas terrestres se les considera continuas, tales como la corteza y el manto (Gerya, 2010).

Las diferentes propiedades físicas del medio (ej: densidad, temperatura, etc.) pueden variar en cada punto geométrico, por tal razón es necesaria una descripción continua del mismo. La ecuación de continuidad describe la conservación de la masa durante el desplazamiento de un medio (McDonough, 2009).

La ecuación lagrangiana de continuidad está escrita para un punto en movimiento de referencia así:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \vec{v} = 0,$$

Donde: ρ es la densidad, \vec{v} es la velocidad y $\frac{D\rho}{Dt}$ es el cambio de densidad con respecto al tiempo (lagrangiana).

2.1.2. Ecuación de momento

La ecuación de momento se utiliza para relacionar las fuerzas y la deformación en un medio continuo, la cual describe la conservación del momento en el campo de gravedad (Gerya, 2010).

$$\text{Forma lagrangiana: } \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt}$$

Donde: i, j son los índices de las coordenadas, σ_{ij} = esfuerzos, ρ = densidad, v = velocidad, g = gravedad, x = coordenada espacial y t = tiempo.

La ecuación de momento es un equivalente diferencial de la famosa segunda ley de Newton, la cual describe cambios en la velocidad de un objeto de masa m :

$$F = ma$$

A partir de la ecuación de momento y la relación entre los esfuerzos totales σ_{ij} y deviatoricos σ'_{ij} , se incluye la presión y se obtiene la ecuación de movimiento de Navier-Stokes que describe la conservación de momento para un fluido en el campo de gravedad.

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt}$$

Donde: i, j son los índices de las coordenadas, x_i y x_j son las coordenadas espaciales, g_i es el vector de gravedad, Dv_i/Dt es la derivada lagrangiana de tiempo del vector de velocidad, ρ representa la densidad (kg/m^3), t el tiempo (s), v la velocidad (m/s), P la presión y σ'_{ij} los esfuerzos deviatoricos (Pa).

2.1.3. Ecuación de conservación de calor

La ecuación de conservación de calor se utiliza para predecir los cambios de temperatura provocados por el transporte de calor. Describe el balance de calor en un medio continuo y relaciona los cambios de temperatura debidos a la generación interna de calor, así como el transporte de calor advectivo y conductivo (Gerya, 2010).

Se expresa de forma lagrangiana como:

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = - \frac{\delta q_i}{\delta x_i} + H$$

Donde: el índice i indica la sumatoria de las componentes del flujo de calor (q_x y q_y), ρ es la densidad (kg/m^3), C_p es la capacidad calorífica a presión constante (J/kg/K), H es la producción de calor volumétrica (W/m^3), DT/Dt representa la derivada de tiempo lagrangiana de la temperatura.

El flujo de calor de acuerdo con la Ley de Fourier se describe así:

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial x}$$

Donde: k es la conductividad termal del material, $\frac{\partial T}{\partial x}$ es el gradiente de temperatura y el signo negativo (-) indica que el calor se mueve de las zonas más calientes a las más frías.

La producción calor (H) se puede generar de diferentes fuentes: Producción de calor radioactivo (H_r), producción de calor de cizalla (H_s), producción/consumo de calor adiabático (H_a) y producción/consumo de calor latente (H_l). Por tal motivo, la producción de calor se puede reescribir como:

$$H = H_r + H_s + H_a + H_l$$

2.2. Ecuaciones fundamentales del modelado

En mecánica del medio continuo, las propiedades físicas se describen por variables de campo tales como, presión, temperatura, densidad, velocidad, etc. Hay tres tipos principales de variables de campo:

- Escalares (Ej: Presión, temperatura, densidad)
- Vectores (Ej: Velocidad, flujo de masa, flujo de calor)
- Tensores (Ej: Esfuerzo, deformación, tasa de deformación)

Además de las tres ecuaciones diferenciales parciales fundamentales, otras ecuaciones fueron usadas durante el estudio, entre las cuales se destacan:

2.2.1. Densidad

La densidad es importante debido a que su variación influye directamente en la fuerza de gravedad, la cual conduce de manera directa o indirecta los procesos geodinámicos.

La densidad de las rocas (ρ) está en función de la presión (P), temperatura (T), composición química (C) y composición mineralógica (M).

$$\rho = f(P, T, C, M)$$

Las descripciones de las propiedades termodinámicas se basan en las ecuaciones para sus potenciales termodinámicos molares (potencial de Gibbs). La densidad se calcula desde el potencial de Gibbs a partir de las siguientes relaciones termodinámicas estándar:

$$G_{m(P,T)} = \Delta H_r - T \cdot S_r + \int_{T_r}^T [C_{Pr(T)}] dT - T \cdot \int_{T_r}^T [C_{Pr(T)}/T] dT + \int_{P_r}^P [V_{(P,T)}] dP$$

$$V = \left(\frac{\partial G_{(P,T)}}{\partial P} \right)_{T=constante}$$

$$V = m/\rho$$

Donde: $G_{m(P,T)}$: Potencial de Gibbs, P : Presión, T : Temperatura, ΔH_r : Entalpía, S_r : Entropía, P_r : Presión estándar, T_r : Temperatura estándar, $C_{p_r(T)}$: Capacidad calorífica y V : Volumen molar.

La densidad de las rocas se obtiene a partir de su composición mineralógica de la siguiente forma:

$$\rho_{rocas} = \sum_{i=1}^n \rho_i X_i$$

Donde: n : Número de minerales, X_i : Fracción volumétrica y ρ_i : Densidad.

2.2.2. Esfuerzos y deformación

Los tensores de esfuerzos y deformación son cantidades físicas muy diferentes. Los esfuerzos caracterizan la distribución de las fuerzas actuando en un medio continuo en un momento de tiempo dado, mientras que la deformación cuantifica de forma integrada la historia de deformación del medio continuo desde el momento inicial hasta un momento en específico (Gerya, 2010).

2.2.2.1. Esfuerzos

El esfuerzo es la distribución interna e intensidad de la fuerza actuando en algún punto dentro del medio continuo en respuesta a varias cargas internas y externas aplicadas a este medio (Hsieh, 2009). Este se define como una fuerza por unidad de área y es directamente proporcional a la fuerza aplicada e inversamente proporcional al área (Ayala Estrada, 1984).

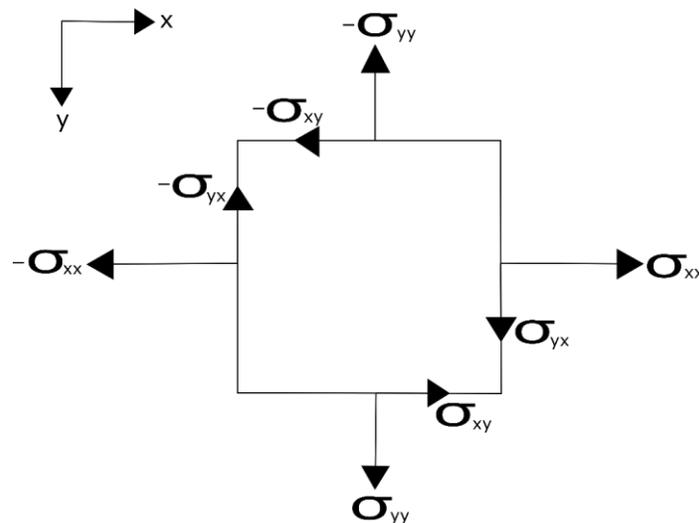


Figura 8. Componentes del tensor de esfuerzos en dos dimensiones. Los componentes del esfuerzo que son ortogonales a la superficie son los esfuerzos normales (σ_{xx} y σ_{yy}) y representa la magnitud de compresión o extensión a lo largo de la superficie. Las componentes del esfuerzo que son paralelas a la superficie son los esfuerzos de cizalla (σ_{xy} y σ_{yx}) y representan la magnitud y dirección de la cizalla aplicada a lo largo de la superficie.

$$\sigma = \text{Fuerza}/\text{Área}$$

Para caracterizar el balance de fuerzas en un punto se representa el tensor de esfuerzos como una matriz $N \times N$ (Stein & Wysession, 2002), donde N es la dimensión del problema (1D, 2D o 3D).

$$\text{Tensor de esfuerzos 2D, } N = 2 : \sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} \end{pmatrix}$$

La presión es el promedio de los esfuerzos normales (Turcotte D. & Schubert, 2014) y se define como:

$$P = -(\sigma_{xx} + \sigma_{yy})/2$$

En geociencias, la presión está en función de la profundidad (y), gravedad (g), presión atmosférica (P_0) y del perfil de densidad vertical $p(y)$:

$$P(y) = P_0 + g \int_0^y p(y) dy$$

Esta ecuación no refleja la presión real que un medio geológico puede experimentar y su valor se puede desviar de la presión real dinámica. Por tal motivo, se definen los esfuerzos deviatoricos, los cuales son la diferencia entre la presión real dinámica y la presión ($P(y)$) obtenida en la ecuación anterior. El esfuerzo deviatorico está definido como:

$$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} + P\delta_{ij}$$

δ_{ij} es el delta Kronecker: $\delta_{ij} = 1$ cuando $i=j$ y $\delta_{ij} = 0$ cuando $i \neq j$

2.2.2.2. Deformación

La deformación se cuantifica como la suma de la deformación normal, deformación de cizalla y traslación que sufre un cuerpo desde el inicio hasta un momento determinado (Bercovici, 2007). La rotación no se incluyó debido a que no produce deformación interna del material (Gerya, 2010). La deformación se define mediante el tensor de deformación ε_{ij} (Gerya, 2010; Turcotte & Schubert, 2002):

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

Donde: i y j son los índices de coordenadas (x, y), x_i y x_j son las coordenadas espaciales, y u es el desplazamiento material.

En este trabajo también se utilizó el tensor de la tasa de deformación, el cual cuantifica los cambios en la deformación interna del material en vez de la deformación total calculada por el tensor de deformación. Este se define como la derivada del tensor de deformación (el punto sobre el símbolo del tensor de deformación representa la derivada):

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

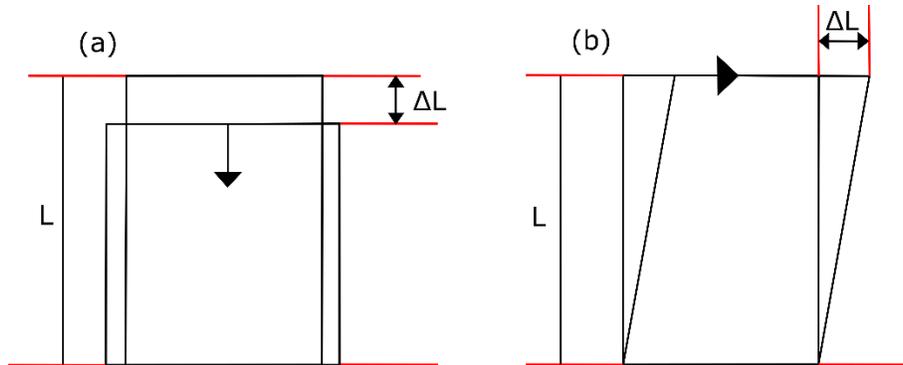


Figura 9. Deformación de un sólido: a) Componente normal, b) Componente de cizalla. L: Longitud inicial, ΔL: Cambio de longitud.

En los resultados se planteó el segundo invariante del tensor de la tasa de deformación ($\dot{\varepsilon}_{II}$), el cual no depende del sistema de coordenadas.

$$\dot{\varepsilon}_{II} = \sqrt{(1/2)\dot{\varepsilon}'_{ij}{}^2}$$

$\dot{\varepsilon}'_{ij}$ representa los componentes deviatoricos en la ecuación anterior.

2.2.3. Cambios de fases

Los cambios de presión y temperatura modifican la fase de los materiales cuando se superan ciertos valores, pasando de sólido a líquido y viceversa. Por este motivo, se aplicaron ecuaciones de fases que relacionan presión y temperatura de acuerdo con los diferentes materiales presentes en las simulaciones (corteza superior, corteza inferior y manto). Las ecuaciones empleadas son las publicadas en los códigos elaborados por Gerya (2010).

El fundido parcial se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$Fundido\ parcial = \frac{(T - ts)}{(tl - ts)}$$

Donde: T es la temperatura actual, t_s es la temperatura de fase sólida y t_l es la temperatura de fase líquida del material. Si el valor del fundido parcial es < 0 , se toma el 0 como el valor correspondiente. Si el valor del fundido parcial es > 1 , se elige el 1 como el valor respectivo. El fundido parcial varía de 0 a 1, siendo 0 completamente sólido y 1 completamente líquido.

2.2.3.1. Corteza superior

La siguiente ecuación fue utilizada para obtener la curva de fase sólida (t_s) de la corteza superior:

Presión (P) < 1200 MPa:

$$t_s = 889 + \frac{17900}{(P + 54)} + \frac{20200}{(P + 54)^2}$$

Presión (P) ≥ 1200 MPa:

$$t_s = 831 + (0.06P)$$

Para determinar la curva de fase líquida (t_l) se empleó la siguiente ecuación:

$$t_l = 1262 + 0.09P$$

Donde t_s , t_l y P son las variables, los demás números son constantes.

2.2.3.2. Corteza inferior

La siguiente ecuación fue utilizada para obtener la curva de fase sólida (t_s) de la corteza inferior:

Presión (P) < 1600 MPa:

$$t_s = 973 - \frac{70400}{(P + 354)} + \frac{77800000}{(P + 354)^2}$$

Presión (P) ≥ 1600 MPa:

$$t_s = 935 + 0.0035P + (0.0000062P)^2$$

Para determinar la curva de fase líquida (t_l) se empleó la siguiente ecuación:

$$t_l = 1423 + 0.105P$$

Donde t_s , t_l y P son las variables, los demás números son constantes.

2.2.3.3. Manto

La siguiente ecuación fue utilizada para obtener la curva de fase sólida (t_s) del manto:

Presión (P) < 10000 MPa:

$$t_s = 1394 + 0.132899P - (0.000005104)(P)^2$$

Presión (P) ≥ 10000 MPa:

$$t_s = 2212 + (0.030819(P - 10000))$$

Para determinar la curva de fase líquida (t_l) se empleó la siguiente ecuación:

$$t_l = 2073 + (0.114P)$$

Donde t_s , t_l y P son las variables, los demás números son constantes.

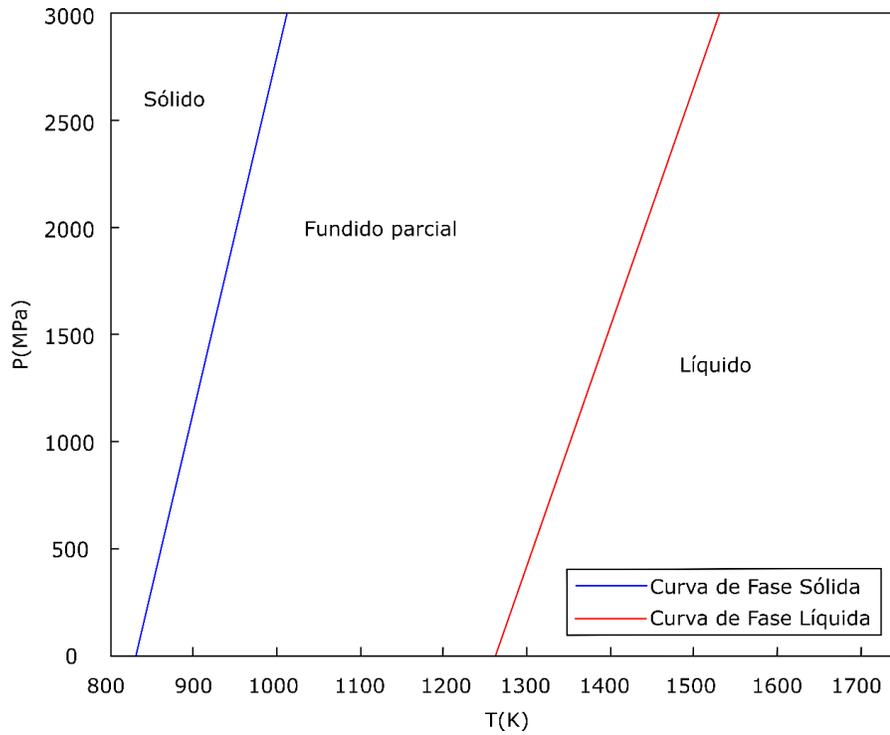


Figura 10. Diagrama de fases para la corteza superior.

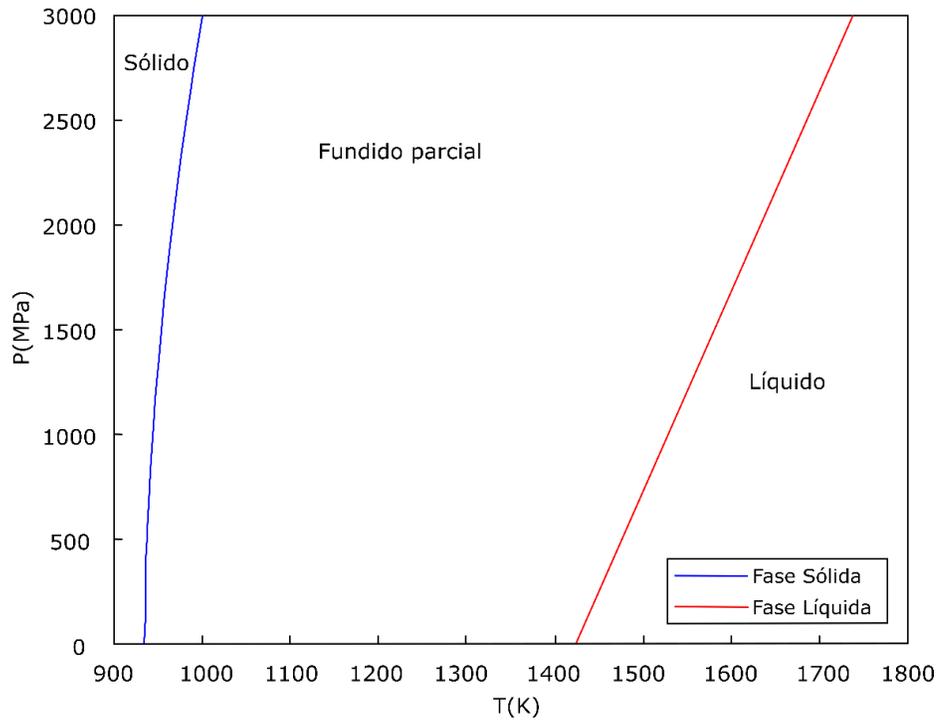


Figura 11. Diagrama de fases para la corteza inferior.

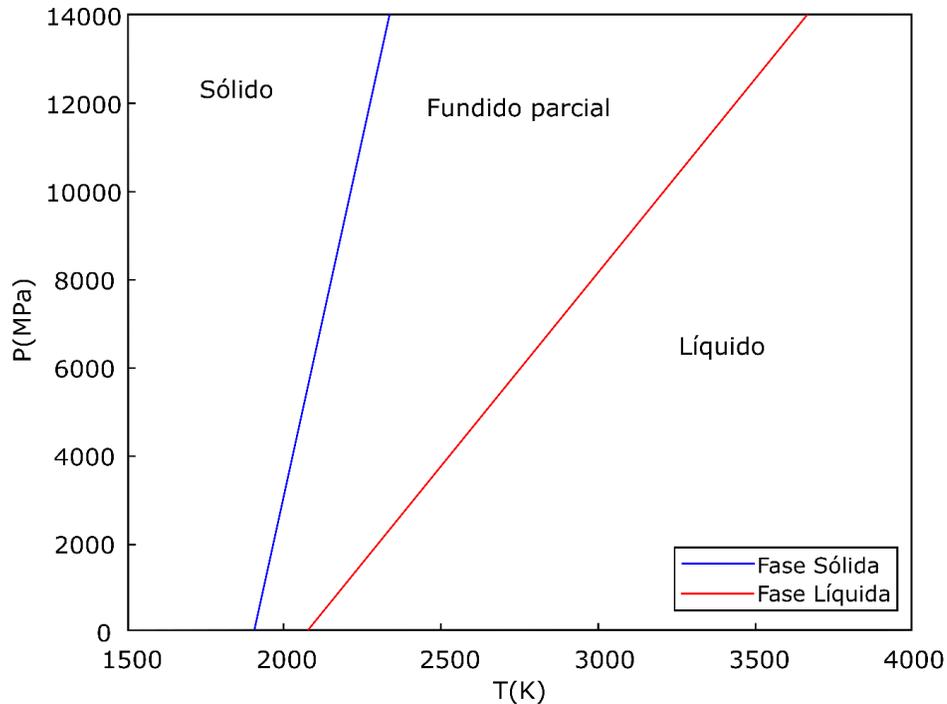


Figura 12. Diagrama de fases para el manto.

2.3. Pasos numéricos

Durante las simulaciones se obtienen imágenes que van mostrando la evolución del modelo. Cada imagen representa un paso numérico o paso de tiempo en donde su equivalencia en años depende de los valores iniciales (tasa de extensión tectónica, y temperatura y radio de la anomalía térmica). Por ejemplo, en el modelo 1 mostrado en los resultados, el cual no tiene tasa de extensión tectónica, cada paso numérico representa 750 años en promedio; mientras que en el modelo 4 cada paso numérico equivale a 275 años aproximadamente. El valor en años de cada paso numérico es calculado a medida que las ecuaciones son resueltas durante cada ciclo (Ver metodología). Estos valores no son constantes sino adaptivos y el tiempo en años de un paso numérico con respecto a otro puede variar durante la misma simulación. Es un término importante porque los pulsos térmicos son insertados en pasos numéricos en específico (ej: paso numérico 1.500), pero antes de iniciar la simulación no se sabe el valor exacto en años que representa ese paso, aunque es posible hacer una estimación aproximada basado en modelos previos. El paso numérico tiene que asegurar una convergencia de la solución numérica.

2.4. Limitantes de los modelos

Los modelos numéricos intentan representar de la manera más realista posible los diversos eventos geológicos mediante la aplicación de las leyes físicas; sin embargo, algunos procesos geodinámicos cuentan con limitaciones que se deben considerar debido a la simplificación de estos para facilitar su interpretación. Los modelos obtenidos se basan en la teoría del medio continuo, donde se asume cada capa terrestre como un continuo homogéneo e isotrópico; no obstante, en la naturaleza hay heterogeneidades que influyen en la interacción de la anomalía térmica con la placa continental y el posterior ascenso del magma hasta superficie.

Las simulaciones se realizaron en dos dimensiones por la limitación de tiempo con la que se dispuso, ya que simulaciones en 3D podrían tardar hasta diez veces más que las 2D, lo cual impide estudiar de forma lateral la intrusión y sus efectos en la placa Norteamericana. Además, la geometría empleada en las anomalías térmicas fue circular para facilitar su modelación; sin embargo, se sabe que pueden ser más diversas y complejas (Galland, 2012). Otras de las limitaciones presentes, son la falta de diferenciación magmática durante el ascenso del fundido dentro del modelo, la influencia de volátiles en el manto provenientes del slab de Cocos y los efectos convectivos de este en el manto. Esto último conlleva una gran limitación porque se está empleando capas terrestres secas, pero la presencia de volátiles disminuiría las temperaturas de fusión de las rocas, las cuales varían dependiendo del porcentaje de volátiles provenientes del slab en el manto. Adicionalmente, la extensión aplicada en los modelos es simultánea con el ascenso de la anomalía térmica y no hay presencia de deformación previa, en vista de la homogeneidad inicial de los modelos. Por último, debido a que las ecuaciones y metodología para simular erupciones volcánicas son muy diferentes, no formaron parte de los modelos porque el objetivo central de la tesis se basa en estudiar el origen geodinámico profundo de la Caldera Volcánica de Los Humeros y no en los procesos superficiales.

Los resultados obtenidos son representativos para los objetivos planteados a pesar de estas limitaciones, porque, aunque se generan a partir de un modelo inicial homogéneo, las variaciones geológicas locales que no se pudieron incluir (ej: litología del área) no representan un problema en simulaciones de esta escala. Aún con las simplificaciones que puedan afectar los resultados (ej: deformación preexistente, falta de volátiles en el manto, etc.), es posible hacer aproximaciones que nos lleven a conclusiones válidas respaldadas en la literatura existente.

3. METODOLOGÍA

Las simulaciones numéricas se llevaron a cabo usando el método de diferencias finitas acoplado con la técnica de marcadores en celda y el método multigrid. Esto con el fin de acelerar las iteraciones al resolver el sistema de ecuaciones lineales y evitar la difusión numérica. Esto último es un fenómeno en donde la simulación obtenida se comporta diferente al sistema físico previsto (Ekaterinaris, 2005).

3.1. Método de diferencias finitas

Es un método numérico de discretización utilizado para resolver ecuaciones diferenciales mediante diferencias finitas. Las diferencias finitas son expresiones matemáticas lineales, las cuales son usadas para representar derivadas con un cierto grado de exactitud (UPMC, 1972). Es de gran utilidad porque transforma las ecuaciones diferenciales parciales que describen un medio continuo en un sistema de ecuaciones lineales que pueden ser resueltas mediante álgebra matricial y que es aplicable a una cantidad finita de puntos en una malla numérica.

Para aplicar el método de diferencias finitas se necesita una cuadrícula de puntos para representar la distribución de variables de campo en el espacio y tiempo (Grossmann et al., 2005). Esta se llama malla o grilla numérica (Figura 13), los puntos de esta pueden ser lagrangianos o eulerianos. En este trabajo se utilizó una grilla numérica con nodos eulerianos combinada con puntos lagrangianos (marcadores) para aprovechar las ventajas de ambos enfoques.

Los pasos para aplicar diferencias finitas de acuerdo con la metodología de Gerya (2010) son:

- 1) Reemplazar una cantidad infinita de puntos geométricos de un medio continuo dentro del modelo por una cantidad finita de puntos en la grilla.

En este estudio se implementó una grilla de puntos nodales 2D, rectangular, irregular y completamente escalonada (Figura 13).

- 2) Definir las propiedades físicas del medio continuo en esos puntos.

Los esquemas de discretización utilizados se basan en grillas completamente escalonadas para resolver las ecuaciones empleadas (Figura 14).

Ejemplo: Discretización de la ecuación de continuidad

$$\frac{V_{x2} - V_{x1}}{\Delta x} + \frac{V_{y1} - V_{y2}}{\Delta y} = 0$$

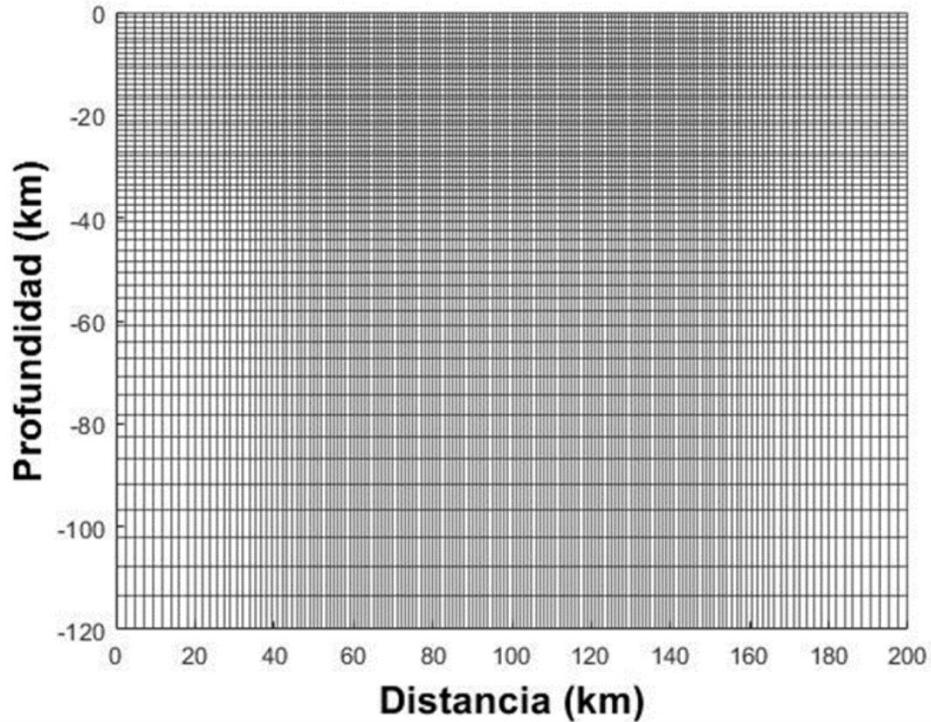


Figura 13. Grilla numérica utilizada en las simulaciones. 161 nodos en el eje x y 61 en el eje y , para un total de 9.821. Mayor resolución en la parte central, donde se encuentran los mayores gradientes.

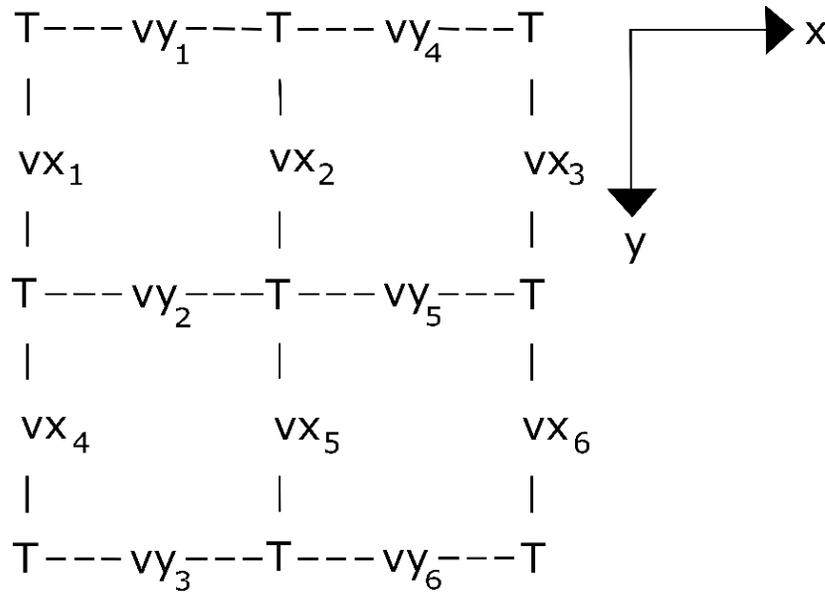


Figura 14. Discretización para el caso de las ecuaciones de continuidad y conservación de calor usando una grilla escalonada 2D. Las ecuaciones son resueltas en los centros de las celdas.

- 3) Aplicar ecuaciones diferenciales (incluyendo condiciones de frontera) a la grilla de puntos y sustituirlas por ecuaciones lineales expresadas por diferencias finitas. Estas ecuaciones lineales relacionan las propiedades físicas definidas para los diferentes puntos de la grilla (Figura 15).

Ejemplo:

$$\left(\frac{\partial\Phi}{\partial x}\right)_A = \frac{\Delta\Phi}{\Delta x} = \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{x_2 - x_1}$$

$$\left(\frac{\partial\Phi}{\partial x}\right)_B = \frac{\Delta\Phi}{\Delta x} = \frac{\Phi_3 - \Phi_2}{x_3 - x_2}$$

Φ : Campo gravitacional, x : Posición

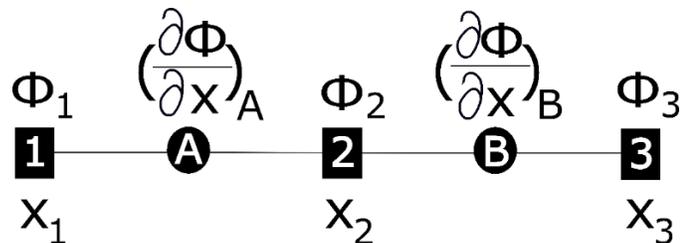


Figura 15. Ejemplo de una grilla numérica 1D usada para computar la primera derivada del campo gravitacional $\left(\frac{\partial\Phi}{\partial x}\right)$ en los nodos A y B usando diferencias finitas.

- 4) Resolver el sistema resultante de ecuaciones lineales y obtener los valores desconocidos de los parámetros físicos para la grilla desconocida.

Las ecuaciones lineales obtenidas se resolvieron mediante métodos iterativos debido a la poca memoria consumida y menor cantidad de operaciones con respecto a los métodos directos. En los métodos iterativos, la memoria consumida y la cantidad de operaciones es aproximadamente proporcional al número de incógnitas en el sistema de ecuaciones lineales; mientras que en los métodos directos es aproximadamente proporcional al cuadrado o al cubo de la cantidad de incógnitas en el sistema de ecuaciones lineales (Gerya, 2010).

3.2. Capas del modelo, dimensiones, valores de entrada y condiciones de frontera

Las capas terrestres utilizadas en las simulaciones fueron el manto astenosférico, manto litosférico, corteza inferior, corteza superior, una capa de rocas sedimentarias y “sticky air” (capa superficial utilizada como artificio matemático que permite deformación en superficie). El modelo 2D tiene una configuración de 200 km en el eje x y 120 km en el eje y . Cada capa cuenta con sus propiedades

físicas que la hacen diferente a las demás, por lo que se asignaron varios parámetros, entre los cuales se destacan los mostrados en la tabla 1. Además, para poder resolver las ecuaciones se usaron las constantes incluidas en la tabla 2.

El modelo cuenta con una condición de libre deslizamiento en la frontera superior, la cual requiere que la componente de velocidad normal sea cero y que las otras dos componentes no varíen a lo largo de esta. La condición de superficie libre también se aplica, la cual manifiesta que tanto los esfuerzos normales como los de cizalla sean cero para la frontera superior, lo cual permite que esta sea deformada.

Capas del modelo	Parámetros							
	Densidad (kg/m ³)	Expansión térmica (1/K)	Compresibilidad (1/Pa)	Densidad del fundido (kg/m ³)	Módulo de cizalla (Pa)	Capacidad calorífica (J/Kg)	Conductividad térmica (W/m/K)	Producción de calor radiogénico (W/m ³)
Sticky air (<7km)	1000	0	0	-	1,00E+20	3000	300	0
Capa de rocas sedimentarias (≥7km-9km)	2700	3,00E-05	1,00E-11	2,40E+03	1,00E+10	1,00E+03	6,40E-01	2,00E-06
Corteza continental superior (≥9km-25km)	2,70E+03	3,00E-05	1,00E-11	2,40E+03	1,00E+10	1,00E+03	6,40E-01	1,00E-06
Corteza continental inferior (25km-42km)	3,00E+03	3,00E-05	1,00E-11	2,70E+03	2,50E+10	1,00E+03	1,18E+00	5,00E-07
Manto litosférico (≥42km-70km)	3,30E+03	3,00E-05	1,00E-11	2,70E+03	6,70E+10	1,00E+03	7,30E-01	2,20E-08
Manto astenosférico (≥70km)	3,30E+03	3,00E-05	1,00E-11	2,70E+03	6,70E+10	1,00E+03	7,30E-01	2,20E-08

Tabla 1. Valores empleados para las capas terrestres (Bittner & Schmeling, 1995; Clauser & Huenges, 1995; Hofmeister, 1999; Ranalli, 1995; Schmidt & Poli, 1998, 2002; Turcotte & Schubert, 2002).

Gravedad (m/s ²)	9,81
Constante de los gases (J/mol/K)	8,314
Viscosidad mínima de rocas (Pa*s)	1,00E+16
Viscosidad máxima de rocas (Pa*s)	1,00E+25
Temperatura potencial del manto (K)	1.553
Viscosidad de la roca fundida parcialmente (Pa*s)	1,00E+16

Tabla 2. Constantes utilizadas en la simulación (Gerya, 2010; Holder et al., 2019; Turcotte D. & Schubert, 2014).

3.3. Advección y método de marcadores en celda

3.3.1. Ecuación de advección

La ecuación de advección se utilizó para describir los cambios en la distribución espacial de las propiedades físicas debido a la deformación del medio continuo.

Para una función escalar (B) en un punto euleriano, la ecuación de advección es descrita como:

$$\frac{\partial B}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \text{grad}(B)$$

Para un punto lagrangiano, la ecuación de advección relaciona cambios en su coordenada (x) con la velocidad local (v):

$$\frac{Dx_i}{Dt} = v_i$$

Existen varios métodos para resolver la ecuación de advección, sin embargo, uno de los principales problemas al utilizar un esquema de discretización es la difusión numérica generada, dando soluciones con un amplio margen de error. Para minimizar este problema se utilizó la técnica de marcadores en celda.

3.3.2. Método de marcadores en celda

Es una técnica utilizada para evitar la difusión numérica y es muy popular en modelos termomecánicos en geodinámica (Duretz et al., 2011). Esta combina el uso de puntos advectivos lagrangianos (marcadores) con los nodos de las grillas eulerianas (Weinberg & Shmelling, 1992; Weston, 2000). En total se usaron 400 marcadores en el eje x y 480 en el eje y , para un total de 192.000.

En las simulaciones, las propiedades fueron inicialmente distribuidas en una cantidad de puntos lagrangianos que fueron advectados de acuerdo con el campo de velocidad obtenido al resolver las ecuaciones de continuidad y momento. Estas propiedades fueron posteriormente interpoladas a la malla euleriana usando el promedio ponderado de la distancia de los marcadores a los nodos.

Existen varios esquemas de advección para mover los marcadores lagrangianos. En el presente trabajo se utilizó el esquema de advección de 4to orden de Runge-Kutta, el cual usa cuatro puntos (A, B, C, D):

$$x_A^{t+\Delta t} = x_A^t + v_x^{eff} \Delta t$$

$$y_A^{t+\Delta t} = y_A^t + v_y^{eff} \Delta t$$

Donde x_A^t y y_A^t son las coordenadas del marcador A en el tiempo t y $x_A^{t+\Delta t}$ y $y_A^{t+\Delta t}$ son las coordenadas del marcador A en el tiempo $t+\Delta t$.

$$V_x^{eff} = \frac{1}{6}(v_{xA} + 2v_{xB} + 2v_{xC} + v_{xD})$$

$$V_y^{eff} = \frac{1}{6}(v_{yA} + 2v_{yB} + 2v_{yC} + v_{yD})$$

V_x^{eff} y V_y^{eff} son las componentes de la velocidad material efectiva para el punto A para el período entre el tiempo actual t y el tiempo siguiente $t + \Delta t$. Las componentes de la velocidad material se calculan usando la velocidad material de los puntos en el espacio (A, B, C, D).

Para computar las coordenadas de los puntos B, C y D , se utilizan las siguientes ecuaciones:

$$x_B = x_A^t + v_{xA} \frac{\Delta t}{2}, \quad y_B = y_A^t + v_{yA} \frac{\Delta t}{2}$$

$$x_C = x_A^t + v_{xB} \frac{\Delta t}{2}, \quad y_C = y_A^t + v_{yB} \frac{\Delta t}{2}$$

$$x_D = x_A^t + v_{xC} \frac{\Delta t}{2}, \quad y_D = y_A^t + v_{yC} \frac{\Delta t}{2}$$

Una vez terminada la advección de los marcadores, se realizó la interpolación desde estos hacia los nodos eulerianos usando las celdas cercanas (Figura 16). Este método tiene la gran ventaja de no presentar difusión numérica porque los marcadores siempre conservan su valor original y solo varían su posición con respecto al tiempo.

El esquema para interpolar los valores de los marcadores lagrangianos a los nodos eulerianos es el esquema estándar bilineal de primer orden para calcular el valor de un parámetro en el nodo $B_{(i,j)}$ usando valores B_m asignados a todos los marcadores encontrados en las celdas cercanas.

$$B_{i,j} = \frac{\sum_m B_m w_{m(i,j)}}{\sum_m w_{m(i,j)}}$$

$$w_{m(i,j)} = \left(1 - \frac{\Delta x_m}{\Delta x}\right) \left(1 - \frac{\Delta y_m}{\Delta y}\right)$$

Donde $w_{m(i,j)}$ representa el valor ponderado del marcador m y el nodo ij . Δx_m y Δy_m son las distancias desde el marcador m hasta el nodo ij . Se utilizan esquemas de interpolación de primer orden porque al utilizar de mayor orden generan fluctuaciones numéricas.

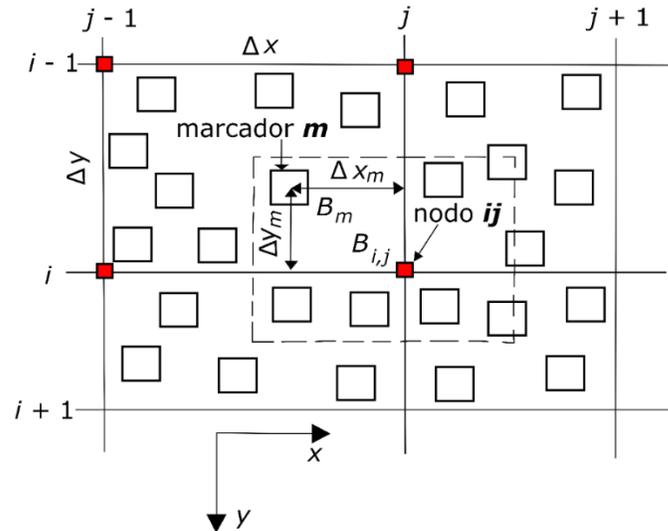


Figura 16. Interpolación desde los marcadores (cuadrados blancos) en las celdas cercanas a los nodos (cuadrados rojos). Los valores de los marcadores dentro del rectángulo con líneas punteadas son interpolados al nodo (i,j) . Modificado de Gerya (2010).

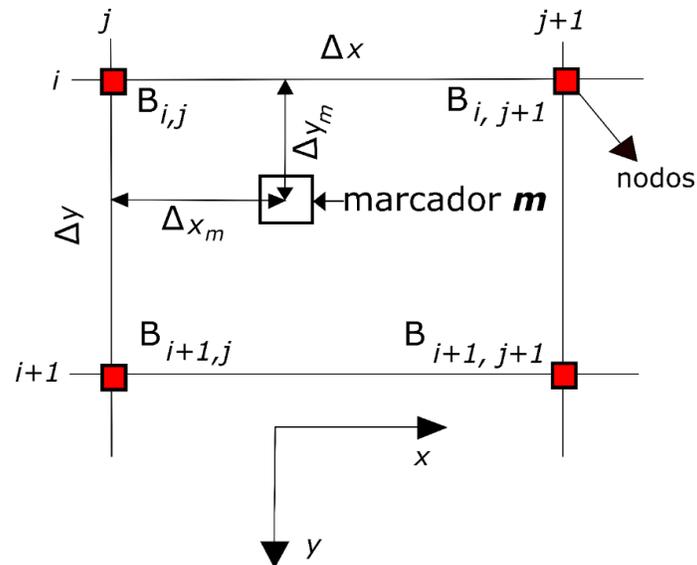


Figura 17. Grilla 2D usada para la interpolación desde los nodos a los marcadores. Modificado de Gerya (2010).

Para interpolar valores desde los nodos eulerianos a los marcadores lagrangianos se utilizan los cuatro nodos que rodean al marcador (Figura 17). Para esto se utiliza la siguiente ecuación:

$$B_m = B_{i,j} \left(1 - \frac{\Delta x_m}{\Delta x}\right) \left(1 - \frac{\Delta y_m}{\Delta y}\right) + B_{i,j+1} \frac{\Delta x_m}{\Delta x} \left(1 - \frac{\Delta y_m}{\Delta y}\right) + B_{i+1,j} \left(1 - \frac{\Delta x_m}{\Delta x}\right) \frac{\Delta y_m}{\Delta y} + B_{i+1,j+1} \frac{\Delta x_m \Delta y_m}{\Delta x \Delta y}$$

Donde B_m es el valor B para el marcador m (Figura 17).

3.4. Método multigrad

El método multigrad se utiliza para resolver el sistema de ecuaciones lineales (Auth & Harder, 1999) evitando los problemas de memoria y velocidad computacional que surgen al aumentar el número de nodos. El multigrad se basa en la idea de que cualquier ecuación lineal puede ser representada en forma aditiva.

$$(1) \text{ Ecuación lineal: } D_1 x_1 + D_2 x_2 + \dots + D_n x_n = R$$

Donde D_1, D_2, D_n son coeficientes; x_1, x_2, x_n son desconocidos y R es la parte derecha de la ecuación.

(2) Ecuación lineal en forma aditiva:

$$D_1(x'_1 + \Delta x_1) + D_2(x'_2 + \Delta x_2) + \dots + D_n(x'_n + \Delta x_n) = R$$

$$x_1 = x'_1 + \Delta x_1$$

$$x_2 = x'_2 + \Delta x_2$$

$$x_n = x'_n + \Delta x_n$$

Donde x'_1, x'_2, x'_n son las aproximaciones conocidas de x_1, x_2, x_n ; y $\Delta x_1, \Delta x_2, \Delta x_n$ son las correcciones que se necesitan para satisfacer la ecuación lineal. La ecuación lineal en forma aditiva puede ser reescrita:

$$D_1 x'_1 + D_1 \Delta x_1 + D_2 x'_2 + D_2 \Delta x_2 + \dots + D_n x'_n + D_n \Delta x_n = R$$

$$D_1 \Delta x_1 + D_2 \Delta x_2 + \dots + D_n \Delta x_n = R - D_1 x'_1 - D_2 x'_2 - \dots - D_n x'_n$$

Donde:

$$\Delta R = R - D_1 x'_1 - D_2 x'_2 - \dots - D_n x'_n$$

La nueva ecuación queda:

$$(3) D_1 \Delta x_1 + D_2 \Delta x_2 + \dots + D_n \Delta x_n = \Delta R$$

Donde ΔR es el residual actual de la ecuación lineal inicial. Cuando algunas correcciones de aproximaciones se conocen, se pueden representar de la forma aditiva:

$$(4) D_1(\Delta x'_1 + \Delta\Delta x_1) + D_2(\Delta x'_2 + \Delta\Delta x_2) + \dots + D_n(\Delta x'_n + \Delta\Delta x_n) = \Delta R$$

$$\Delta x_1 = \Delta x'_1 + \Delta\Delta x_1$$

$$\Delta x_2 = \Delta x'_2 + \Delta\Delta x_2$$

$$\Delta x_n = \Delta x'_n + \Delta\Delta x_n$$

Donde $\Delta x'_1, \Delta x'_2, \Delta x'_n$ son las correcciones actuales conocidas de $\Delta x_1, \Delta x_2, \Delta x_n$. Por otra parte, $\Delta\Delta x_1, \Delta\Delta x_2, \Delta\Delta x_n$ son las correcciones desconocidas a las correcciones necesitadas para satisfacer las ecuaciones (1) y (3).

La ecuación (4) puede ser transformada a:

$$(5) D_1\Delta\Delta x_1 + D_2\Delta\Delta x_2 + \dots + D_n\Delta\Delta x_n = \Delta\Delta R$$

Donde:

$$\Delta\Delta R = \Delta R - (\Delta x'_1 + \Delta x'_2 + \dots + \Delta x'_n)$$

$\Delta\Delta R$ es el residual actual de la ecuación (3). La representación aditiva de la ecuación (5) puede ser hecha la cantidad de veces que se quiera.

El método multigrad utiliza diferentes mallas numéricas para formular las ecuaciones 1,3 y 5, para el mismo modelo numérico (Gerya, 2010). En las soluciones numéricas, el esquema de discretización para las ecuaciones siempre será el mismo. El método obtiene una solución precisa y rápida del modelo (Yang & Baumgardner, 2000).

Para resolver las ecuaciones se usan métodos iterativos. Estos métodos tienen la limitación de que requieren un mayor número de iteraciones al aumentar la resolución, ralentizando la simulación. El método multigrad soluciona este problema acelerando las iteraciones y haciéndolas independientes del número de nodos en la malla numérica, resolviendo las ecuaciones en varias grillas paralelas e intercambiando los valores entre estas, propagando la solución sobre más grandes distancias. De esta manera los residuales decaen con la misma cantidad de iteraciones haciéndolo independiente de la resolución de las grillas (Davies et al., 2013; Tackley & Xie, 2003; Zhong et al., 2015).

La grilla más fina (Nivel 1) es la principal, en la cual una solución precisa es obtenida, y las grillas más gruesas son utilizadas para computar las correcciones para las soluciones en las grillas más finas

(Kameyama et al., 2008). La grilla más gruesa que está un nivel sobre la más fina siempre computará correcciones a la solución real, mientras que las otras grillas computarán correcciones a las correcciones de la solución real y así sucesivamente (Henshaw, 2005). Una vez obtenida la solución con las correcciones computadas en la grilla más gruesa, éstas son propagadas nuevamente hacia la grilla más fina en donde un nuevo ciclo vuelve a empezar (Figura 18).

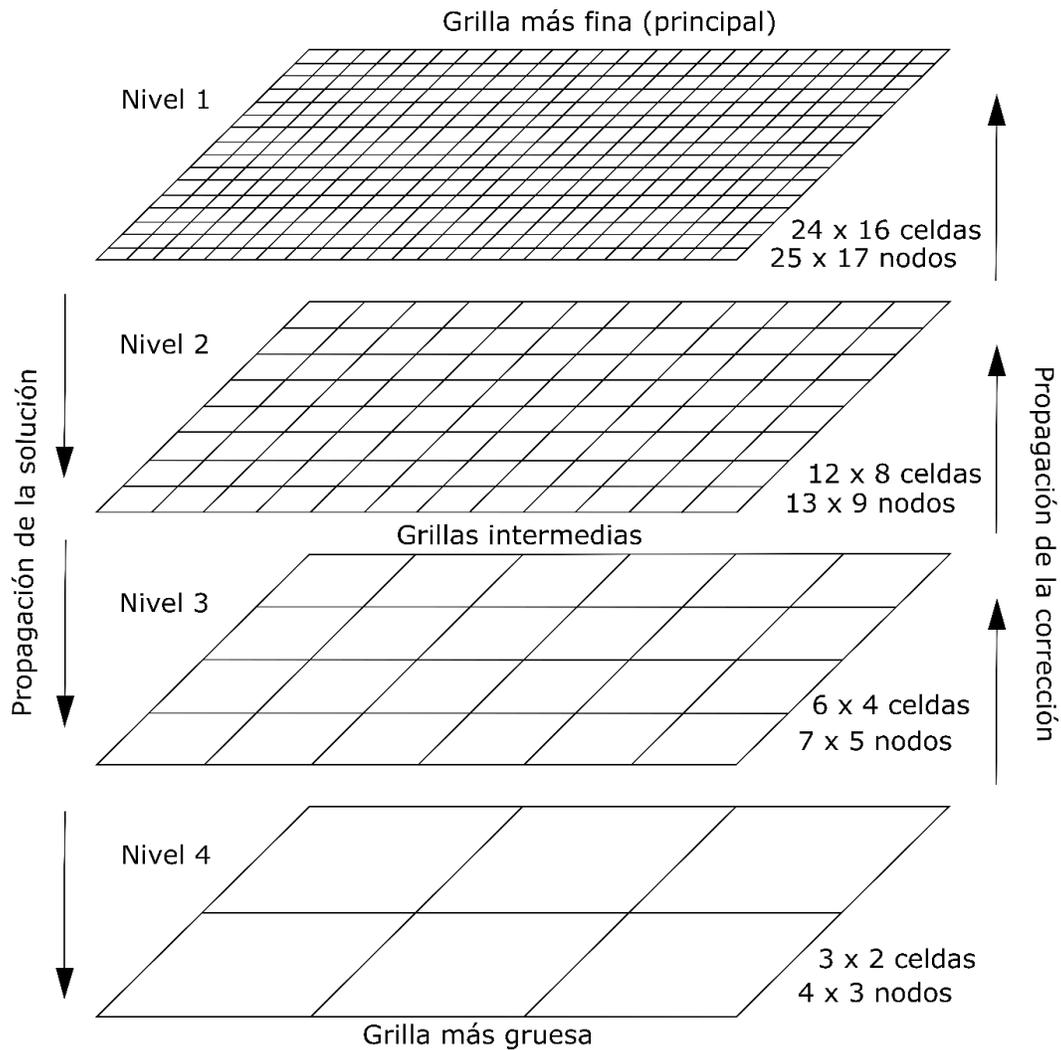


Figura 18. Esquema del método multigrad. Modificado de Gerya (2010).

3.5. Estructura del código

Los pasos principales se ejecutan en el siguiente orden para el correcto funcionamiento del código (Figura 19):

- 1) Calcular las propiedades escalares (ej: densidad) y tensores (ej: esfuerzos) para los marcadores lagrangianos. Posteriormente, estos valores se interpolan a los nodos eulerianos de la malla numérica.
- 2) Una vez obtenidos los valores de las propiedades escalares y tensores en los nodos eulerianos, se resuelven en simultáneo las ecuaciones de continuidad y momento usando una formulación velocidad-presión.
- 3) Obtener los valores de calor adiabático y de cizalla en los nodos eulerianos de la grilla numérica.
- 4) Resolver la ecuación de temperatura en su formulación lagrangiana.
- 5) Interpoliar los valores de los cambios de temperatura en los nodos eulerianos hacia los marcadores lagrangianos.
- 6) Advectar los marcadores con el esquema Runge-Kutta de 4to orden usando el campo de velocidad obtenido en el numeral dos.
- 7) Repetir el ciclo. Cada ciclo equivale a un paso numérico.

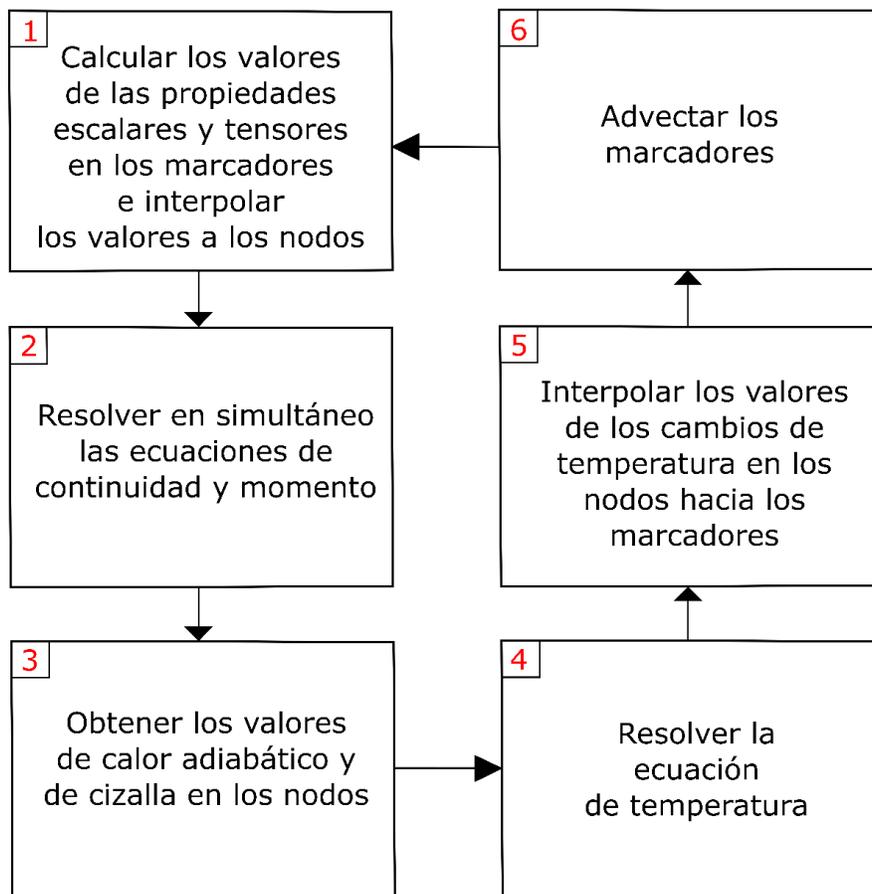


Figura 19. Estructura simplificada del código utilizado en las simulaciones.

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos son suficientemente simples para que la física que los envuelve pueda ser fácilmente comprendida, pero al mismo tiempo complejos y realísticos para ser usados con el fin de hacer inferencias acerca de la estructura de la Tierra. Los modelos se basaron en varias simplificaciones que conservan en gran medida la física esencial (Marsh, 1978). Estos fueron formulados asumiendo que: (1) la anomalía térmica es esférica, (2) la temperatura de la anomalía es uniforme en su interior, (3) la litósfera es un fluido viscoso uniforme con propiedades físicas constantes, (4) la viscosidad de la anomalía es mucho menor que la de la litósfera y (5) la temperatura de la anomalía y de la litosfera circundante varía con el tiempo. Además, se utilizó una reología viscoelastoplástica, la cual permite el comportamiento viscoelástico de las rocas del manto y la deformación elástica y plástica de las rocas en la corteza.

En las simulaciones se usó un canal de 3 km de ancho que va desde el límite astenósfera-litósfera hasta la base de la corteza (Figura 20), basado en modelos previos de Gerya (2010). Este se empleó para representar una alteración litosférica que facilita el ascenso de la anomalía. Estos canales se forman de manera natural en una etapa temprana magmática por el ascenso rápido de fluidos móviles calientes, los cuales son productos diferenciados sobre la anomalía (Gerya, 2010).

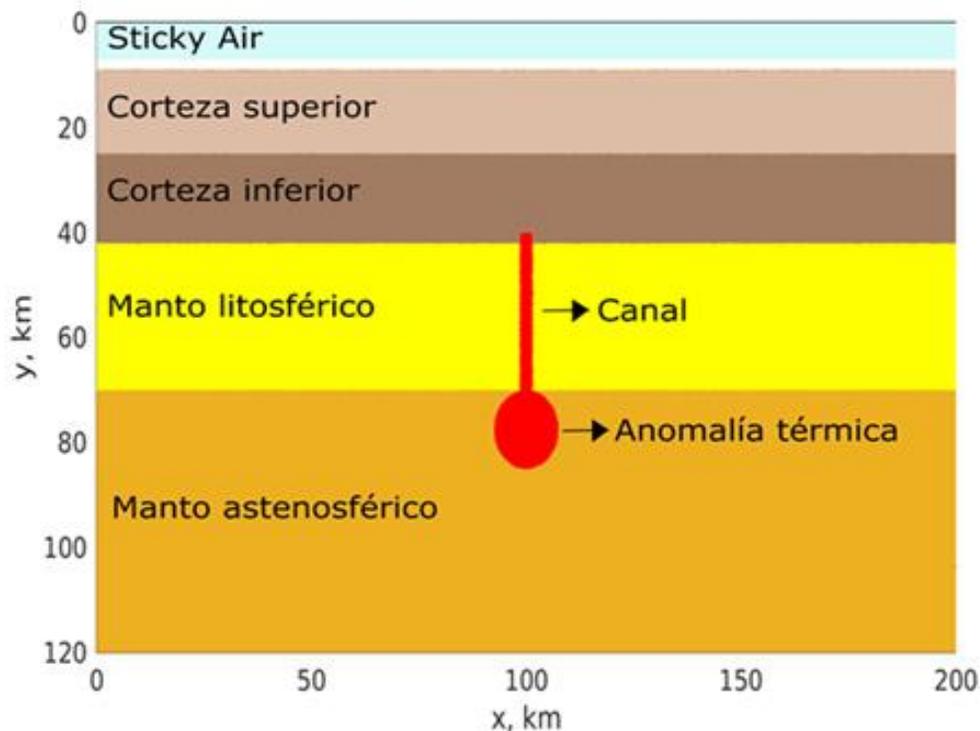


Figura 20. Capas terrestres utilizadas, anomalía térmica y canal. La capa blanca representa la capa de rocas sedimentarias.

Los pulsos térmicos fueron insertados en el límite entre el manto astenosférico y el manto litosférico (Figura 20). Esta simplificación se hizo para ahorrar tiempo en las simulaciones; sin embargo, se asume que vienen de una mayor profundidad debido a la ubicación del slab (incluso podrían venir desde debajo del slab) y que ascienden rápidamente a través de la astenósfera a una velocidad de hasta 1 m/año (Morgan & Phillips, 1983). A partir de esto, se acepta que inicialmente deben tener un tamaño mayor y se van enfriando en su parte más externa durante el ascenso conservando la temperatura en su interior.

La hipótesis en la cual se basa este trabajo es la de un origen profundo del CVLH, debido a que el slab de la placa de Cocos se encuentra aproximadamente a 380 km de profundidad debajo de la caldera (Ferrari et al., 2012). A esta profundidad las temperaturas alcanzan los 1700 K (Figura 21); sin embargo, como se discutirá en el siguiente capítulo, es probable que los magmas hayan sido generados en una zona de menor profundidad a esta, pero debido al desgarre y posterior retroceso del slab es posible haber obtenido temperaturas altas por flujos inducidos toroidales más profundos (Bercovici, 2007), incluso desde debajo del slab. Las temperaturas usadas en las simulaciones exitosas oscilan entre 1700 y 1800 K. La anomalía térmica proviene de la astenósfera, por tal motivo, se utilizó una composición inicial ultramáfica.

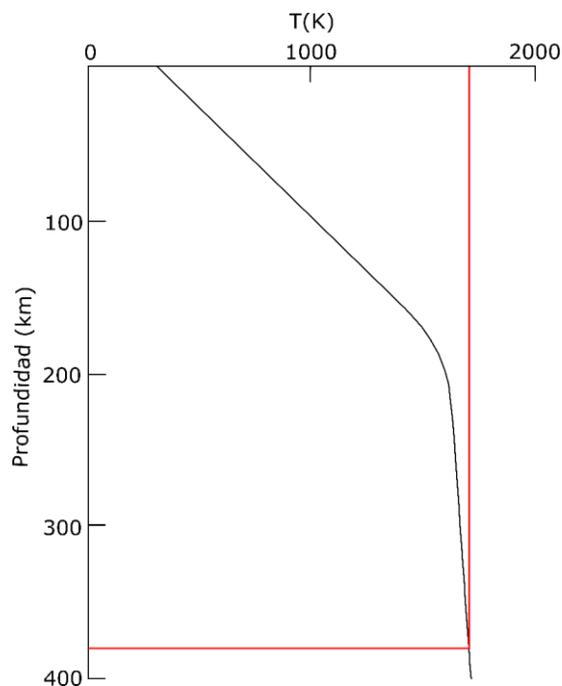


Figura 21. Gradiente geotérmico y adiabático terrestre (Modificado de Turcotte D. & Schubert, 2014). La línea roja indica la profundidad a la que se encuentra el slab debajo del CVLH y la correspondiente temperatura.

Un total de 300 simulaciones numéricas fueron realizadas modificando varios parámetros, entre los cuales están: (1) cantidad de pulsos astenosféricos, (2) temperatura y radio de las anomalías térmicas, (3) tiempo de inicio de cada pulso y (4) tasa de extensión tectónica horizontal. En los primeros modelos se realizaron simulaciones sin esfuerzos tectónicos regionales y con una única anomalía térmica. Estos mostraron que es imposible alcanzar la superficie, razón por la cual en los modelos posteriores se agregaron más pulsos térmicos y esfuerzos tectónicos regionales hasta delimitar los valores mínimos bajo los cuales es posible formar una estructura de las dimensiones de la Caldera Volcánica Los Humeros.

En esta tesis se muestran cuatro de los principales resultados obtenidos en el orden en que fueron permitiendo avanzar con respecto a los modelos previos. Desde los modelos más simples con una sola anomalía sin extensión regional hasta modelos con varios pulsos y una tasa de extensión horizontal regional. En los resultados se obtuvo la variación de la temperatura, viscosidad, densidad, esfuerzos normales, esfuerzos de cizalla, presión, deformación viscosa + deformación elástica, deformación plástica, tasa de deformación, fundido parcial y deformación en superficie; desde el inicio del primer pulso térmico hasta el ascenso del magma a superficie.

4.1. Modelo 1: Una anomalía térmica sin extensión regional.

Una sola anomalía térmica astenosférica no logró ascender desde el manto hasta la superficie. Esta entró al manto litosférico, en donde se detuvo y empezó a enfriarse progresivamente (Figura 22). Este modelo se corrió hasta los 5,5 Ma, pero no se vio ningún cambio apreciable con respecto al paso numérico 2.540 mostrado en la Figura 22.

Simulaciones con valores de temperatura y radios de la anomalía diferentes a los usados en este modelo tampoco fueron exitosos. Los resultados fueron semejantes, presentándose el mismo fenómeno. La anomalía térmica produjo delaminación del manto litosférico y se estancó en este, siendo incapaz de alcanzar la corteza terrestre.

Parámetros	Valor
Cantidad de anomalías astenosféricas	1
Temperatura inicial de la anomalía térmica (K). (ΔT entre la anomalía y el manto)	1.700 (100)
Radio de la anomalía astenosférica (m)	10.000
Tasa de extensión horizontal total (cm/año)	0
Tasa de erosión en superficie (mm/año)	1
Tasa de transporte de sedimentos (km)	10

Tabla 3. Variables usadas en el modelo 1.

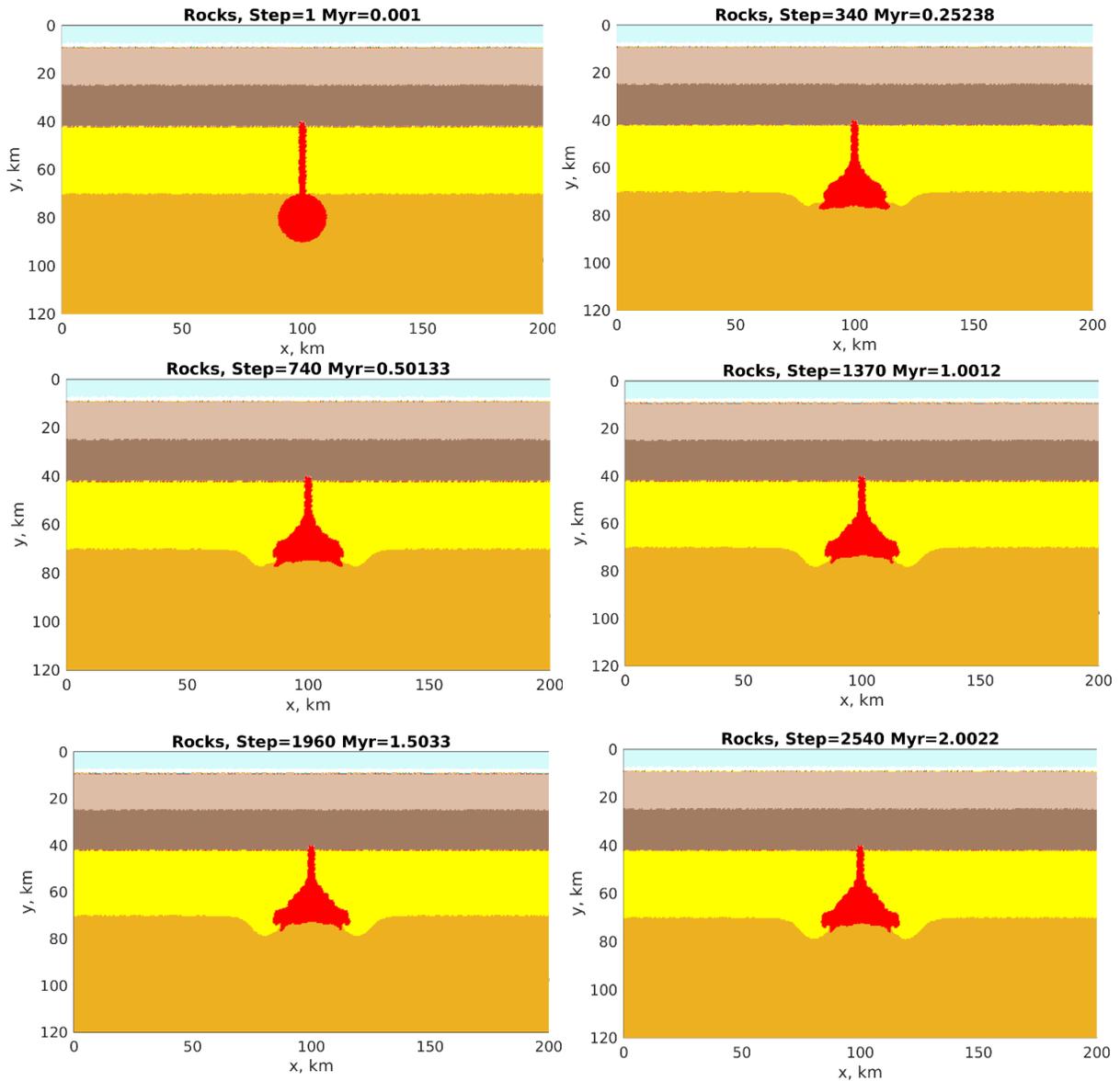


Figura 22. Modelo 1: Simulación de una anomalía astenosférica de 10.000 metros de radio y 1.700 K en un ambiente sin esfuerzos regionales; desde el inicio del modelo hasta los 2 millones de años.
Myr: Millones de años; Step: Paso numérico. Ver **Video 1**.

4.2. Modelo 2: Dos anomalías térmicas sin extensión regional.

En este modelo se aumentó la cantidad de anomalías astenosféricas a dos, sin embargo, al igual que en la simulación previa tampoco lograron ascender hasta la superficie. Los dos pulsos térmicos entraron al manto litosférico, pero no lo lograron atravesar. En esta región se mezclaron y comenzaron a enfriarse lentamente. Este modelo se corrió hasta los 5,2 Ma, pero no se identificó ningún cambio significativo con respecto al paso numérico 2.670 mostrado en la Figura 23.

Parámetros	Valor
Cantidad de pulsos astenosféricos	2
Temperatura inicial de las anomalías térmicas (K). (ΔT entre la anomalía y el manto)	1.700 (100)
Radio de las anomalías astenosféricas (m)	7.500
Tasa de extensión horizontal total (cm/año)	0
Tasa de erosión en superficie (mm/año)	1
Tasa de transporte de sedimentos (km)	10
Tiempo entre los dos pulsos (años)	757.580

Tabla 4. Variables usadas en el modelo 2.

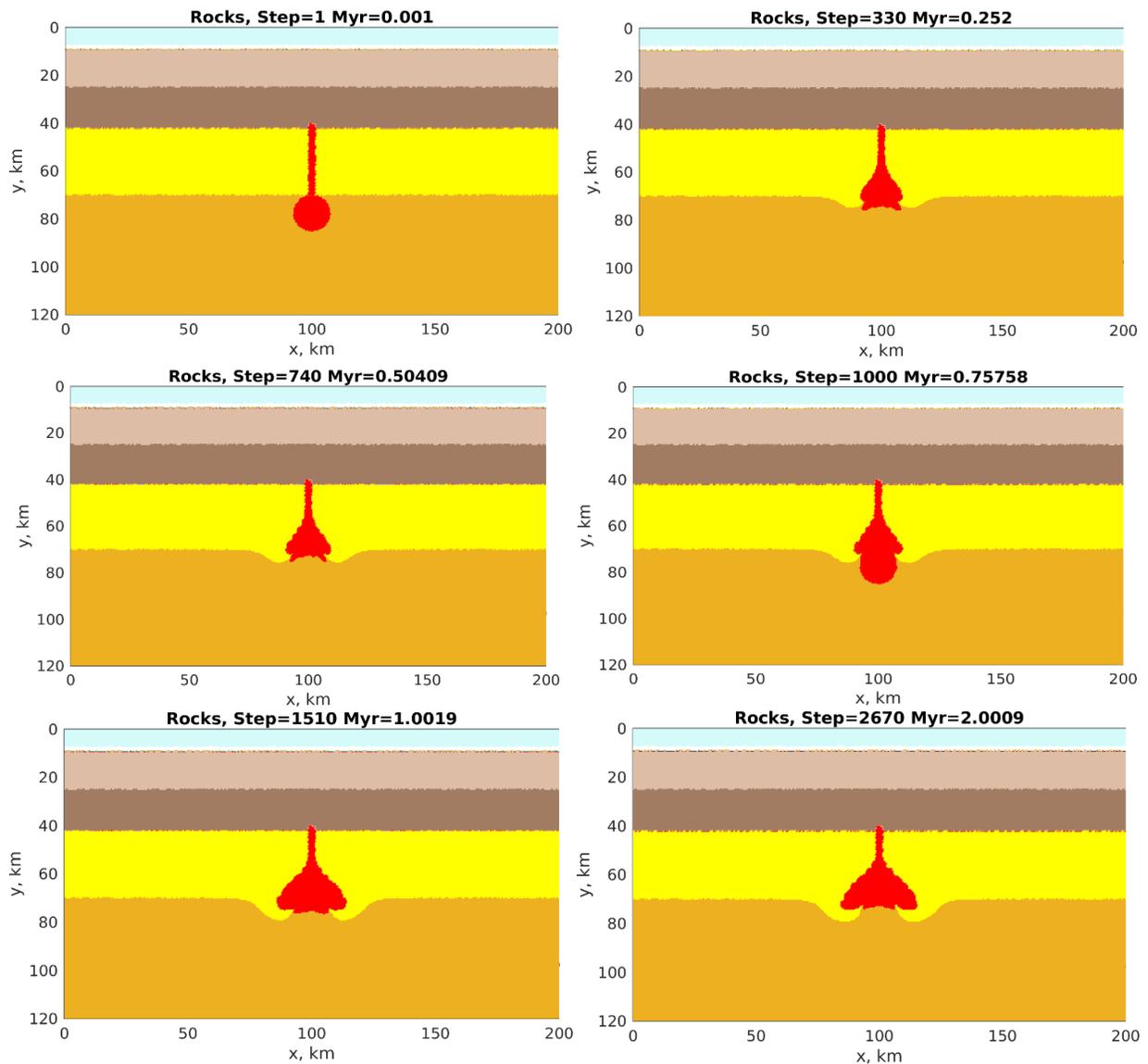


Figura 23. Modelo 2: Simulación de dos anomalías astenosféricas de 7.500 metros de radio y 1.700 K en un ambiente sin esfuerzos regionales; desde el inicio del modelo hasta los 2 millones de años. Myr: Millones de años; Step: Paso numérico. Ver **Video 2**.

Simulaciones con diferentes valores de temperatura, radio y tiempo entre ambas anomalías tampoco fueron exitosas. Los resultados fueron muy similares a los mostrados aquí, en donde el mismo fenómeno ocurrió. Los pulsos térmicos produjeron delaminación del manto litosférico y se estancaron en este, siendo insuficiente la energía para alcanzar la corteza terrestre.

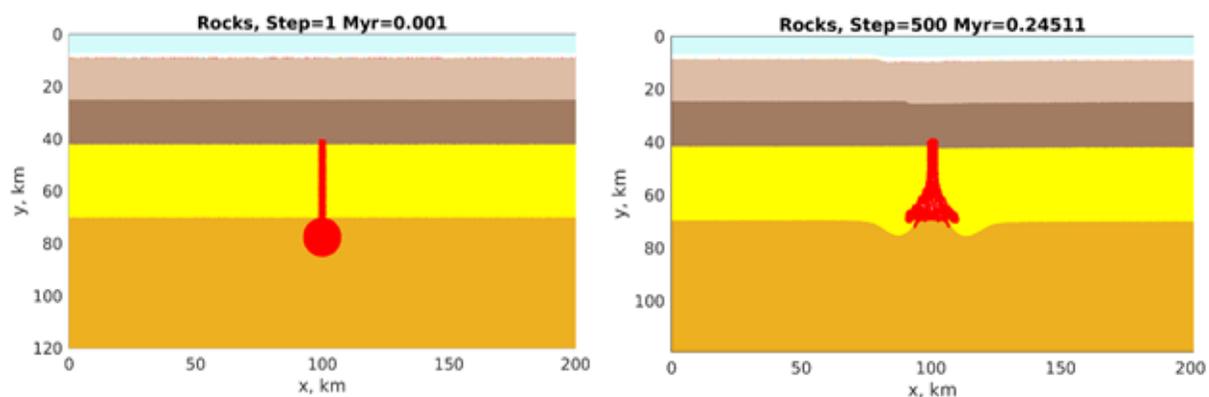
4.3. Modelo 3: Dos anomalías térmicas con extensión regional

A diferencia de los modelos anteriores, en este se incluyó una tasa de extensión litosférica total de 5 mm (2,5 mm a cada lado) en los 200 km del eje x para formar zonas de debilidad en la litósfera que facilitaran el ascenso del material hasta superficie. Al igual que en el modelo 2, se emplearon dos anomalías térmicas astenosféricas.

El modelo tuvo mejores resultados con respecto a los previos debido a que en esta oportunidad el magma llegó a la corteza terrestre (Figura 24), algo que no se había logrado en los otros modelos; sin embargo, no fue suficiente para alcanzar la superficie. La simulación se corrió hasta los 4,5 millones de años sin que el magma pudiera ascender más. Simulaciones adicionales con diferentes valores de extensión, temperatura, radio y tiempo de inicio entre los pulsos tampoco dieron frutos positivos.

Parámetros	Valor
Cantidad de pulsos astenosféricos	2
Temperatura de la 1ra anomalía térmica (K). (ΔT entre la anomalía y el manto)	1.750 (150)
Temperatura de la 2da anomalía térmica (K). (ΔT entre la anomalía y el manto)	1.750 (150)
Radio de la primera anomalía astenosférica (m)	7.500
Radio de la segunda anomalía astenosférica (m)	7.500
Tasa de extensión horizontal total (cm/año)	0,5
Tasa de erosión en superficie (mm/año)	1
Tasa de transporte de sedimentos (km)	10
Tiempo entre los dos pulsos (años)	409.680

Tabla 5. Variables usadas en el modelo 3.



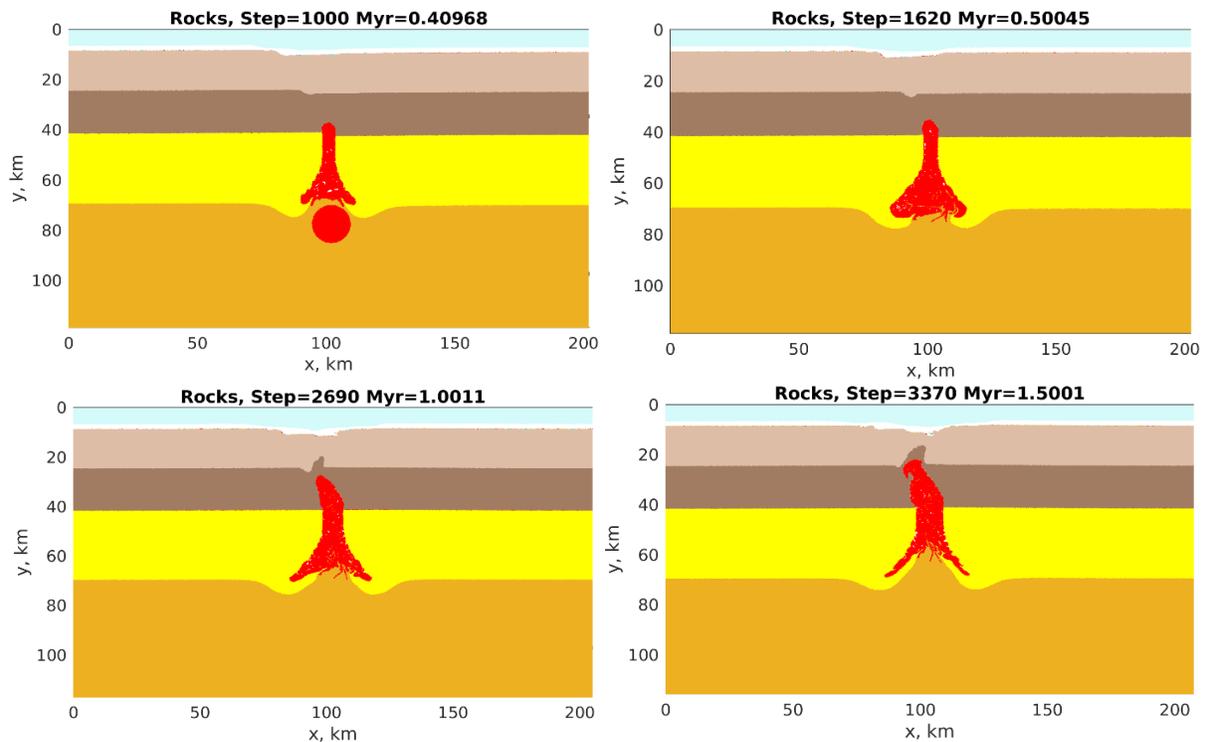


Figura 24. Modelo 3: Simulación de dos anomalías astenosféricas de 7.500 metros de radio, 1700 K y una tasa de extensión regional de 0,5 cm/año; desde el inicio del modelo hasta los 1,5 millones de años. Myr: Millones de años; Step: Paso numérico. Ver **Video 3**.

4.4. Modelo 4: Tres anomalías térmicas con extensión regional.

En este modelo se incluyeron tres anomalías térmicas astenosféricas con el objetivo de lograr que alcanzaran la superficie. Los resultados obtenidos mostraron la aparición de zonas de debilidad, las cuales facilitaron el ascenso del magma a través de la litósfera (Figura 25). La simulación formó una estructura de dimensiones similares a la de la Caldera Volcánica Los Humeros. Además, fue el resultado exitoso con menor temperatura (1700 K) y menor tasa de extensión horizontal (4,5 mm), puesto que con valores menores la intrusión se enfrió en la corteza superior sin alcanzar la superficie.

Durante el ascenso, la anomalía deformó fuertemente las capas terrestres que atravesó. La primera capa a la cual ingresó fue el manto litosférico, una parte del volumen de esta fue desplazada hacia abajo a medida que la anomalía térmica subía; por otra parte, una porción de la anomalía se propagó en dirección horizontal en la base de la litósfera. Posteriormente, la anomalía continuó su ascenso a lo largo de la corteza inferior hacia la corteza superior. Finalmente, la zona más superficial de la corteza superior sufrió abombamiento por la fuerza ejercida por la intrusión, este fenómeno es muy

común y ha sido estudiado en volcanes activos y en modelos analíticos (Galland, 2012; van Wyk de Vries et al., 2014).

Parámetros	Valor
Cantidad de pulsos astenosféricos	3
Temperatura inicial de las tres anomalías astenosféricas (K). (ΔT entre la anomalía y el manto)	1.700 (100)
Radio de la primera anomalía astenosférica (m)	7.500
Radio de la segunda y tercera anomalía astenosférica (m)	8.000
Tasa de extensión horizontal total (cm/año)	0,45
Tasa de erosión en superficie (mm/año)	1
Tasa de transporte de sedimentos (km/año)	10
Tiempo de inicio del segundo pulso después del primero (años)	460.510
Tiempo de inicio del tercer pulso después del primero (años)	574.890

Tabla 6. Variables usadas en el modelo 4.

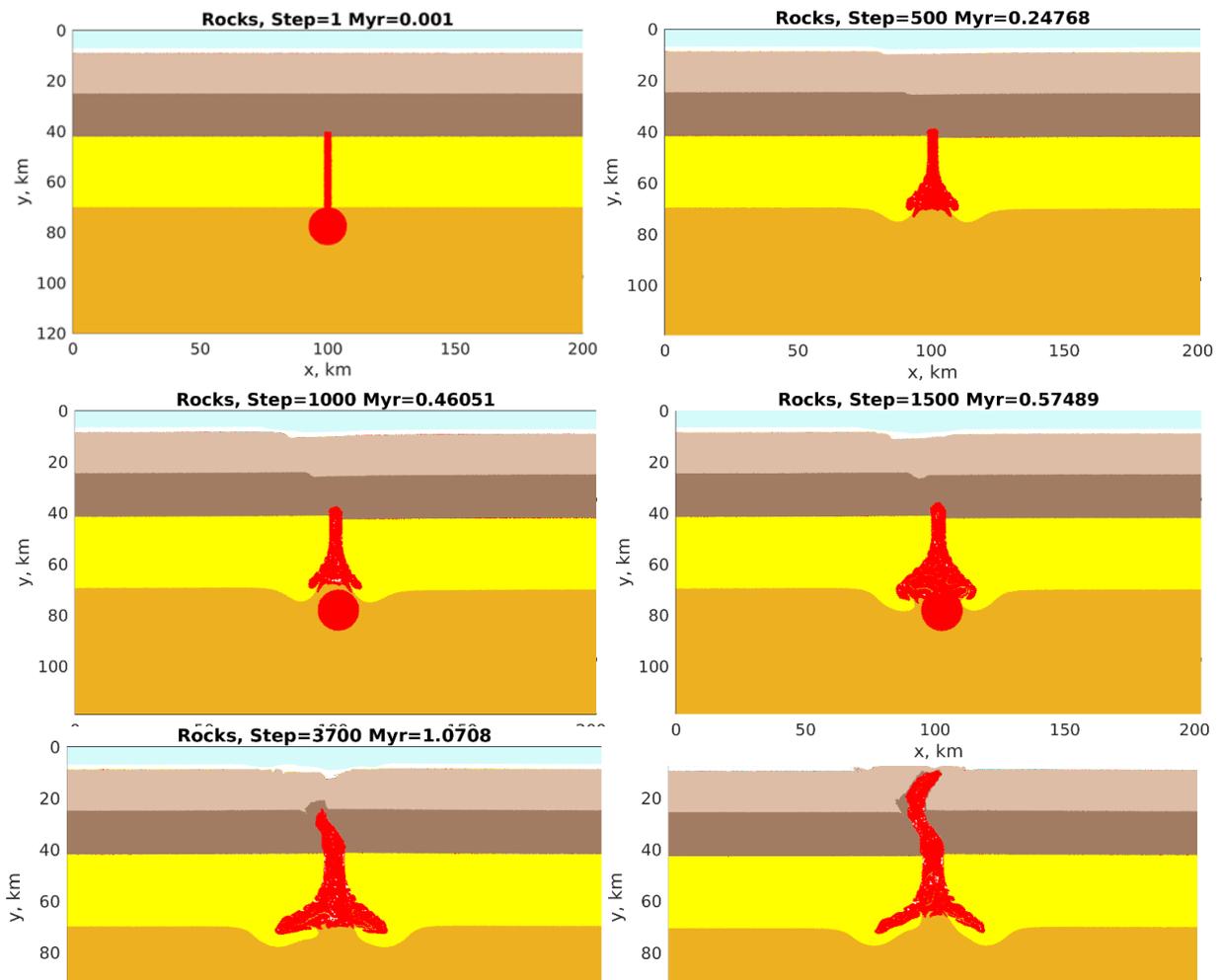


Figura 25. Modelo 4: Simulación de tres anomalías astenosféricas, 1.700 K y una tasa de extensión regional de 0,45 cm/año; desde el inicio del modelo hasta los 1,146 millones de años.

Myr: Millones de años; Step: Paso de cómputo. Ver **Vídeo 4**.

Debido a la extensión litosférica, se formaron bandas de corte a ambos lados del canal (Figura 34), sin embargo, el magma se concentró preferentemente en uno de los flancos durante su ascenso (Figura 25). Además de la evolución de las capas terrestres y la superficie topográfica, se estudiaron otros parámetros importantes, los cuales fueron: (1) temperatura, (2) viscosidad, (3) densidad, (4) esfuerzos normales, (5) esfuerzos de cizalla, (6) presión, (7) deformación plástica, (8) bulk strain (deformación elástica + deformación viscosa), (9) tasa de deformación y (10) fundido parcial.

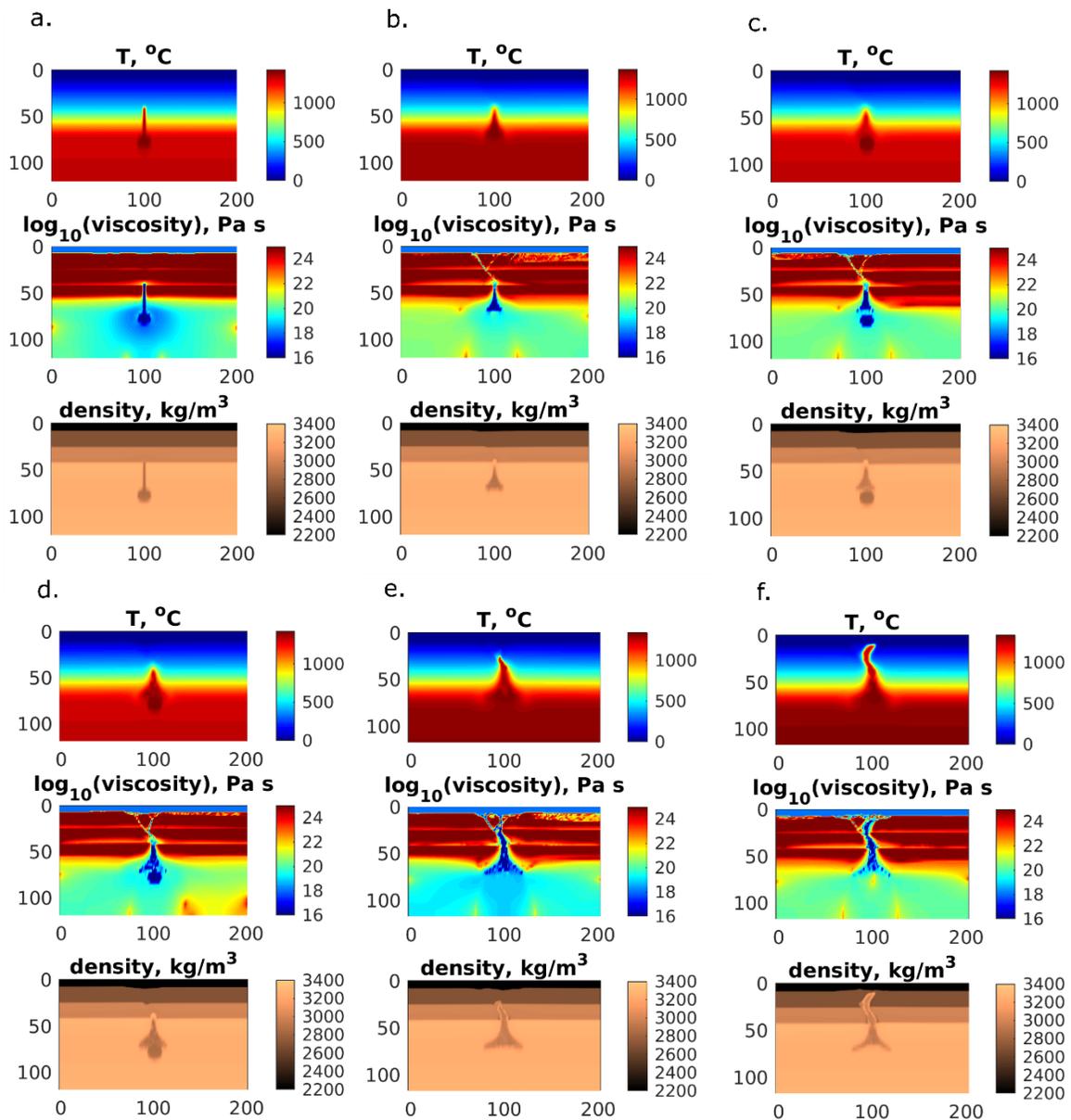


Figura 26. Temperatura, viscosidad y densidad durante la evolución del modelo 4. a) Inicio del modelo, b) 247.680 años transcurridos, c) 460.510 años transcurridos, d) 574.890 años transcurridos, e) 1'070.800 años transcurridos, f) 1'146.700 años transcurridos. Ver **Vídeo 5**.

4.4.1. Temperatura, viscosidad y densidad

El aumento de la temperatura en el manto disminuyó la viscosidad, aumentó el vigor de la convección y del transporte eficiente de calor. Los cambios de viscosidad se evidenciaron en la anomalía y en el manto limítrofe a esta, en donde los valores fueron menores con respecto al manto más superficial inmediatamente debajo de la corteza (>42km), el cual es más frío. Por otra parte, a medida que se empezó a debilitar y a deformar la corteza superior, fue posible identificar estas zonas por la disminución en los valores de viscosidad (Figura 26).

La densidad aumentó con la profundidad y con los cambios composicionales de las rocas. Esto debido al aumento de la presión y a la composición ultramáfica del manto, la cual es mayoritariamente olivino (Smyth et al., 2006). Además, los valores de densidad variaron por la interacción de la anomalía con el medio adyacente a lo largo de su ascenso por dos motivos principalmente: (1) parte del material circundante se fundió aumentando el fundido parcial y por lo tanto disminuyendo la densidad y (2) la densidad aumentó posteriormente cuando la anomalía se enfrió progresivamente durante su ascenso.

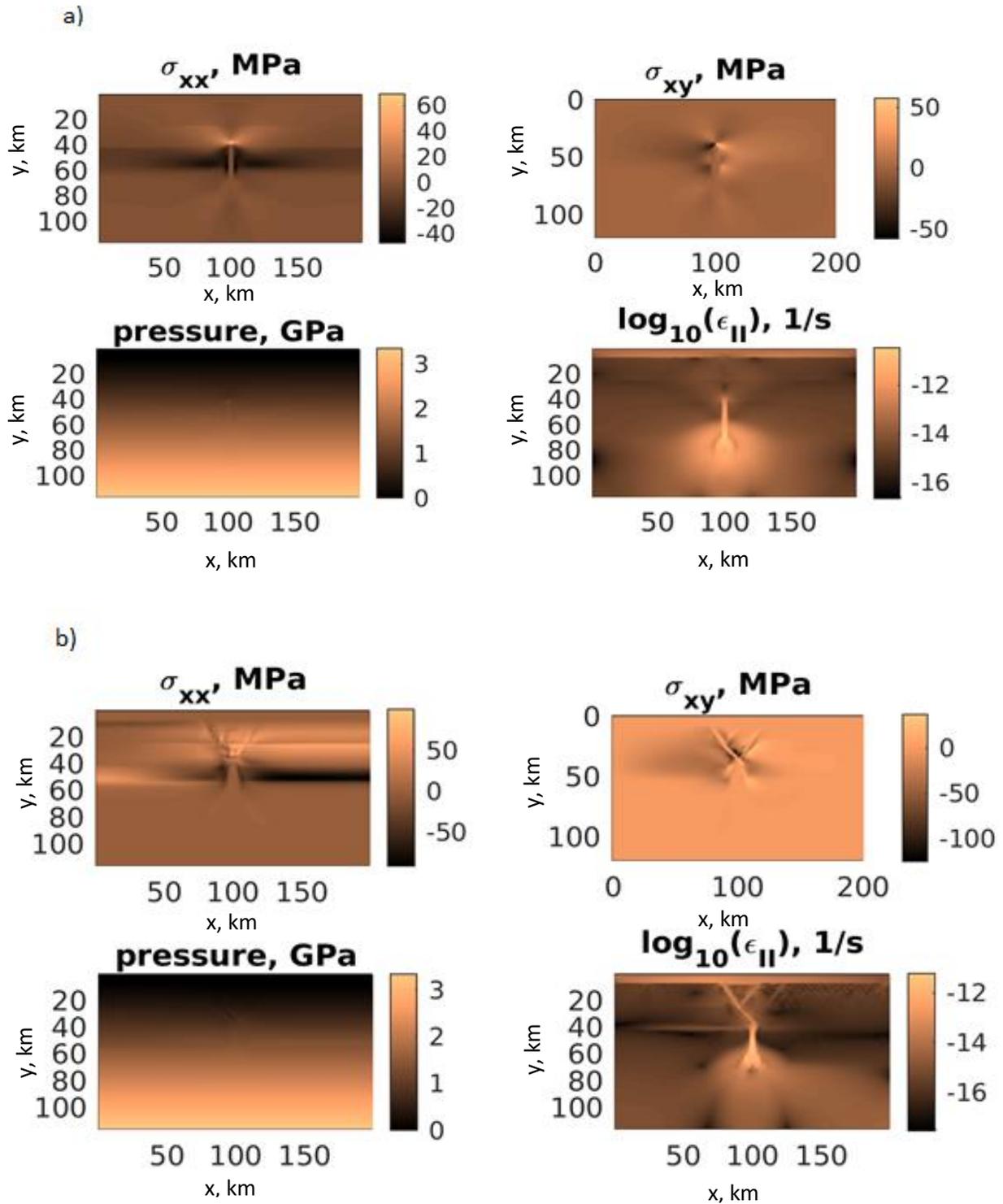
4.4.2. Esfuerzos, presión y deformación

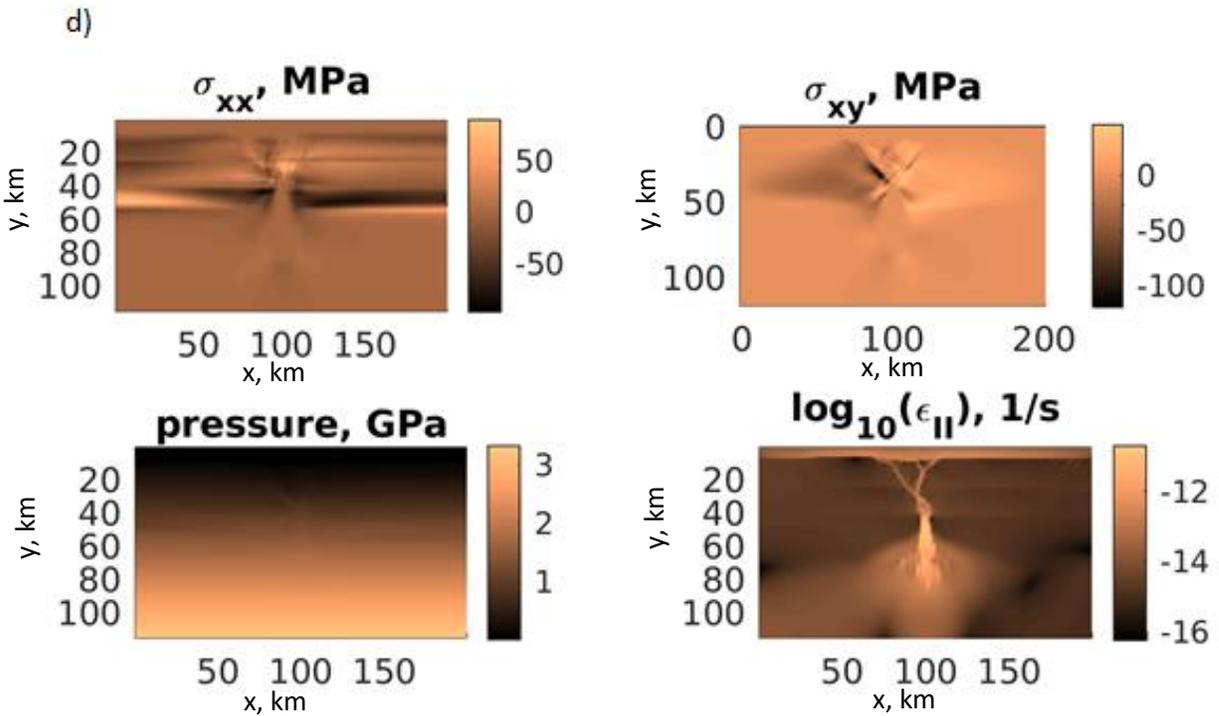
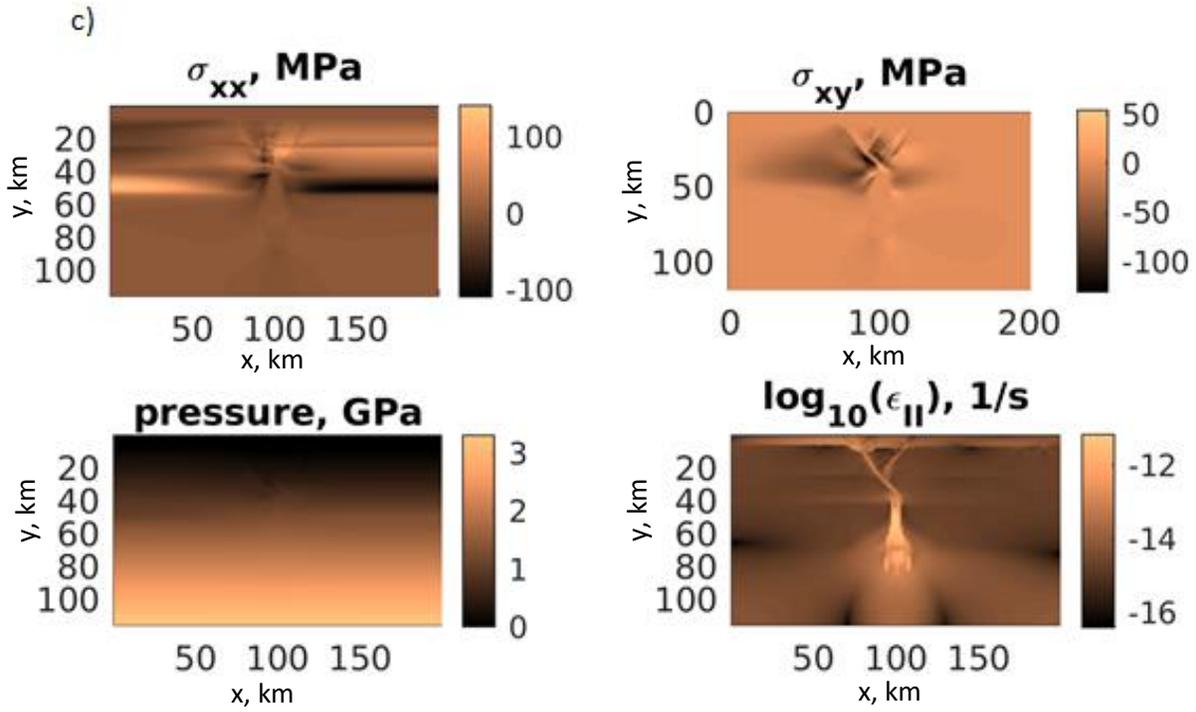
Los esfuerzos en la corteza y el manto se dividieron en esfuerzos normales y esfuerzos de cizalla en los resultados obtenidos. Estos esfuerzos se deben a la extensión litosférica insertada en los modelos y por el ascenso de la anomalía térmica astenosférica. Las imágenes de ambos tipos de esfuerzos muestran principalmente valores positivos a lo largo del perfil (Figura 27), los cuales por convención representan esfuerzos tectónicos extensionales, mientras que los valores negativos son esfuerzos compresionales (Gerya, 2010). Estos resultados están en concordancia con el ambiente tectónico que se está modelando. En el caso de los esfuerzos normales, hay un contraste muy fuerte entre las distintas capas terrestres debido a la posición inicial horizontal de estas y a las diferentes propiedades reológicas de cada una. Estas diferencias se observan en el límite entre la corteza superior y corteza inferior, corteza inferior y manto, y entre el canal y la litósfera colindante. Los esfuerzos de cizalla tuvieron valores menores en la anomalía, y el mayor contraste se observó en cercanías al canal y en la zona deformada sobre este. Ambos tipos de esfuerzos se propagaron por la corteza a medida que la anomalía ascendía (Figura 27). A pesar de que los esfuerzos presentes son principalmente extensionales, la respuesta del sistema en ciertas áreas es de comprensión, lo cual explica los valores negativos. Esto último se debe a que mientras hay extensión en el perfil, en otras partes esto se compensa comprimiéndose (Video 6).

La presión está asociada principalmente a la presión litostática, por esta razón las variaciones en los valores de presión están directamente relacionados con la profundidad (Figura 27), aunque algunos cambios, pero de menor magnitud se observan como producto de las diferencias de densidad de la anomalía con respecto al material adyacente.

La deformación está ligada a los esfuerzos normales y de cizalla. Esta se localizó principalmente en el centro del modelo debido a la debilidad inicial representada por el canal litosférico y la anomalía térmica, y se propagó desde ahí hacia la superficie a medida que la anomalía ascendía. Esto se puede observar en el segundo invariante de la tasa de deformación ($\dot{\epsilon}_{II}$) en la figura 27, el cual muestra los cambios en la deformación desde el inicio hasta el final de la simulación. En este caso, se estudió la deformación dividiéndola en dos tipos: (1) Deformación plástica (Figura 28) y (2) Bulk strain (deformación elástica + deformación viscosa, Figura 28). La deformación elástica es un tipo de deformación donde las rocas recuperan su forma original cuando los esfuerzos son retirados (Gerya & Yuen, 2007), ocurre a bajas presiones y es muy común en la corteza superior, en donde las rocas pueden llegar a fracturarse cuando su resistencia es superada por los esfuerzos aplicados. Este tipo de deformación se observó en la simulación en la corteza superior, en donde se concentró en áreas preferenciales (bandas de corte, Figura 34), posteriormente la resistencia del material fue superada y provocó fallamiento que facilitó el ascenso del magma. La deformación plástica tiene lugar a altas presiones y ocurre cuando las rocas no retornan a su forma original tras ser retirados los esfuerzos, es común en la corteza inferior, en donde las rocas tienen comportamiento dúctil y por lo tanto no se forman fallas, excepto en la zona de transición entre la corteza inferior y superior (Kusznir, 1984) y cuando el aumento de temperatura provocado por la intrusión cambia el comportamiento de las rocas permitiendo fracturas que facilitan el ascenso del magma. En esta simulación, la deformación plástica inició en la parte superior del canal litosférico y se extendió por la corteza a medida que la anomalía subía, incluyendo la corteza superior, en donde también es posible la deformación de este tipo bajo ciertas condiciones (temperatura, tasa de deformación, etc.), permitiendo el comportamiento dúctil (Condie, 2016), cambiando de deformación elástica a plástica (Gerya, 2010; McAdoo et al., 1978). La deformación viscoelástica es exclusiva del manto, el cual se comporta de manera elástica en una escala de tiempo corta (1 a 10^4 s), lo que permite la transmisión de esfuerzos, pero en una escala de tiempo geológica actúa de forma viscosa como un fluido (Wang, 2007), de modo que posibilita la convección del manto. Esta deformación se estudió como la suma de la deformación viscosa y elástica (bulk strain, Figura 28), se observa que los valores son más altos donde se sitúa la anomalía térmica (deformación viscosa) y en el manto colindante a esta, en donde

se registra la deformación viscoelástica. Esto debido a que el aumento de la temperatura disminuye su viscosidad y aumenta la deformación.





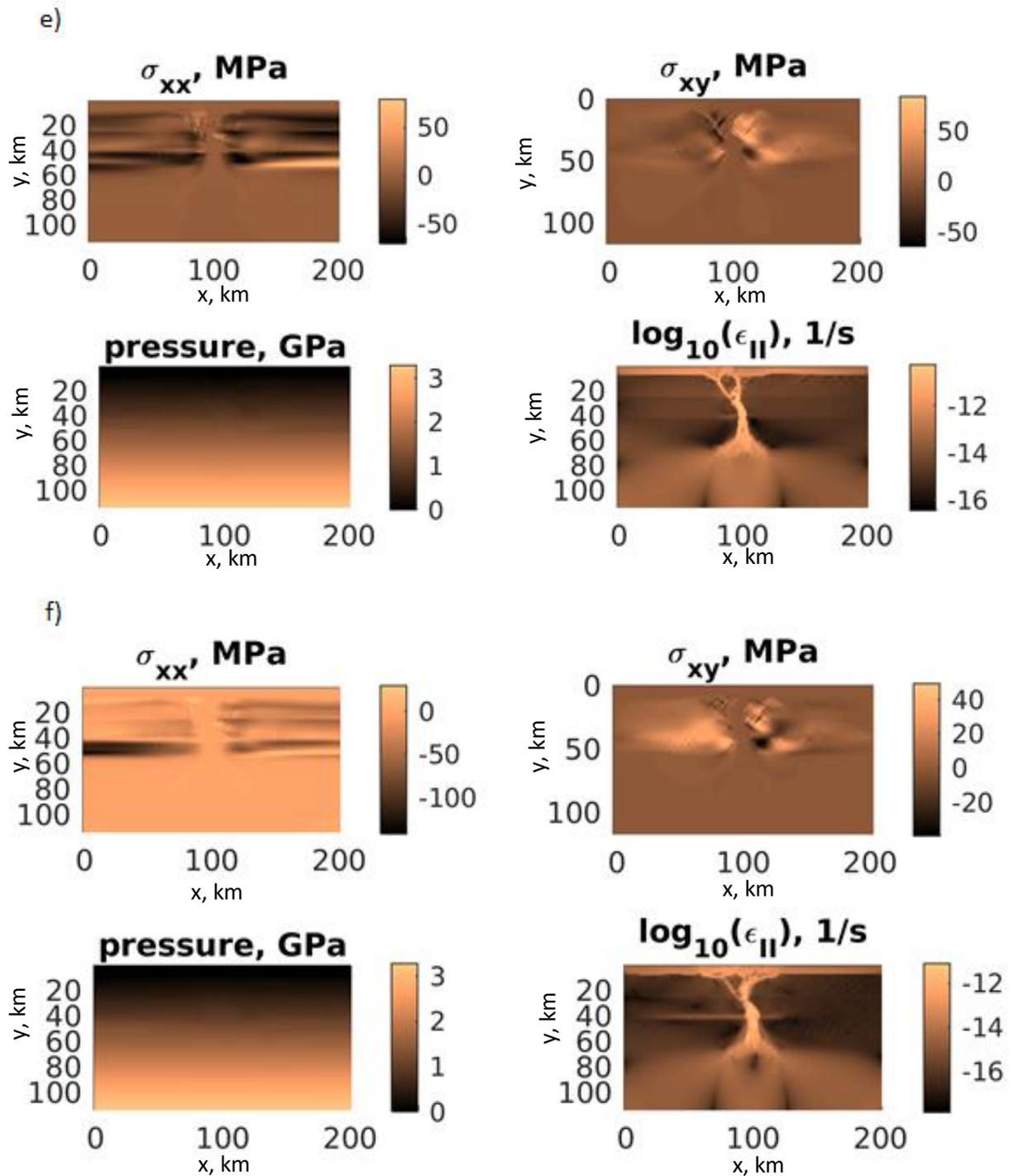
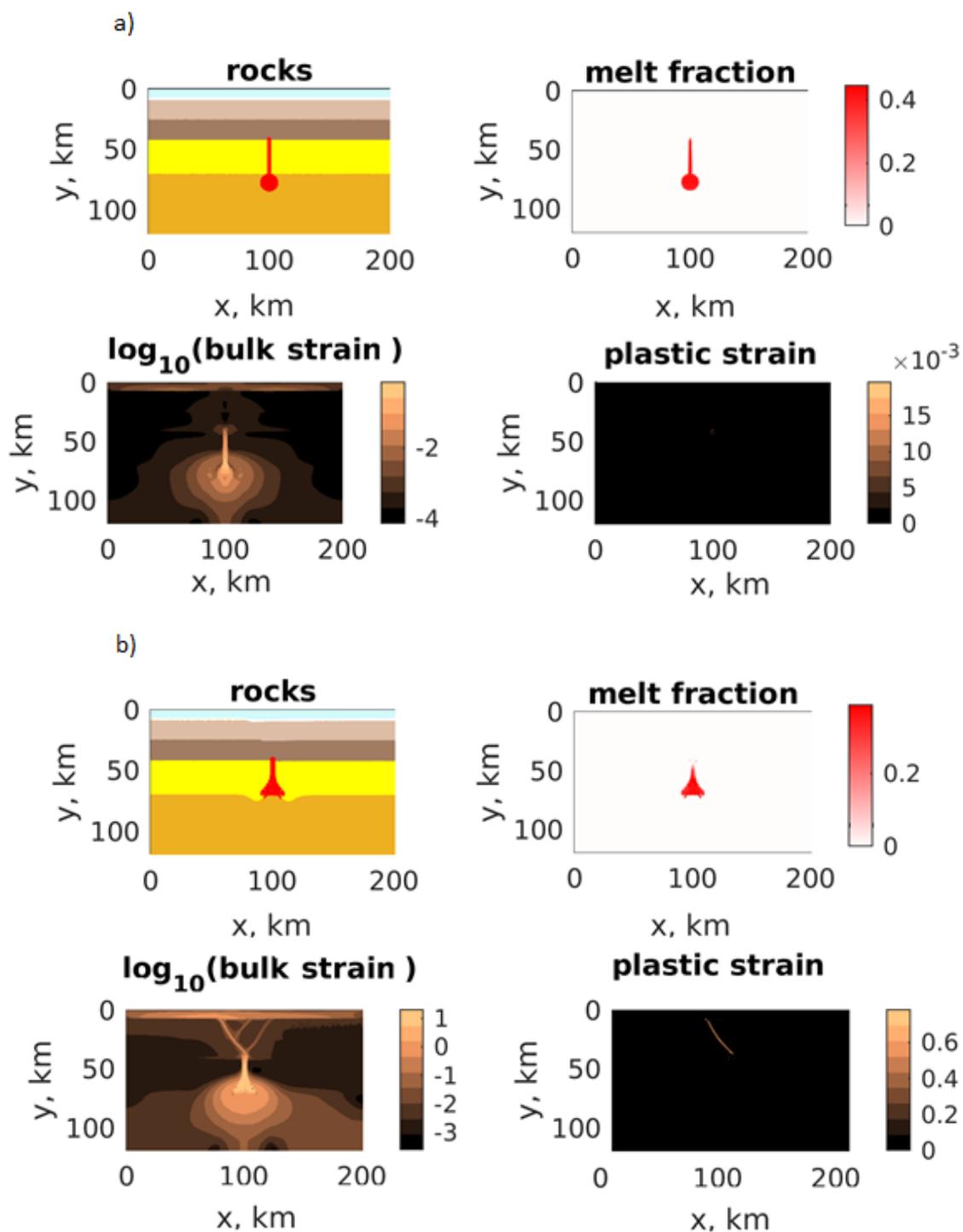
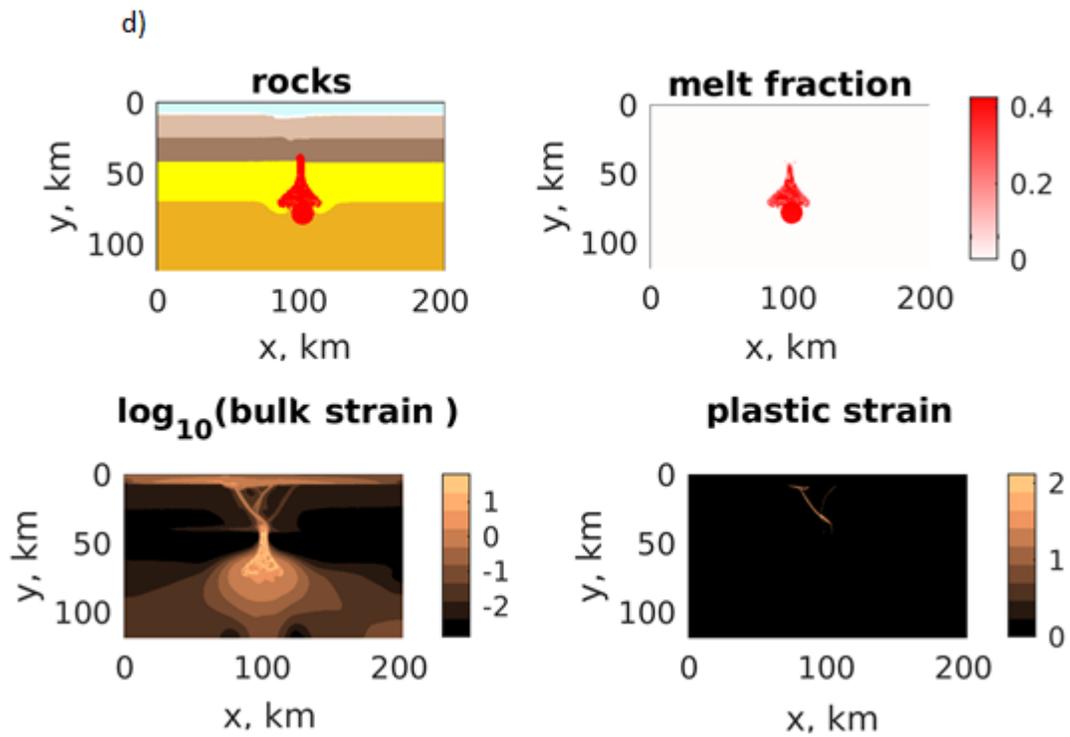
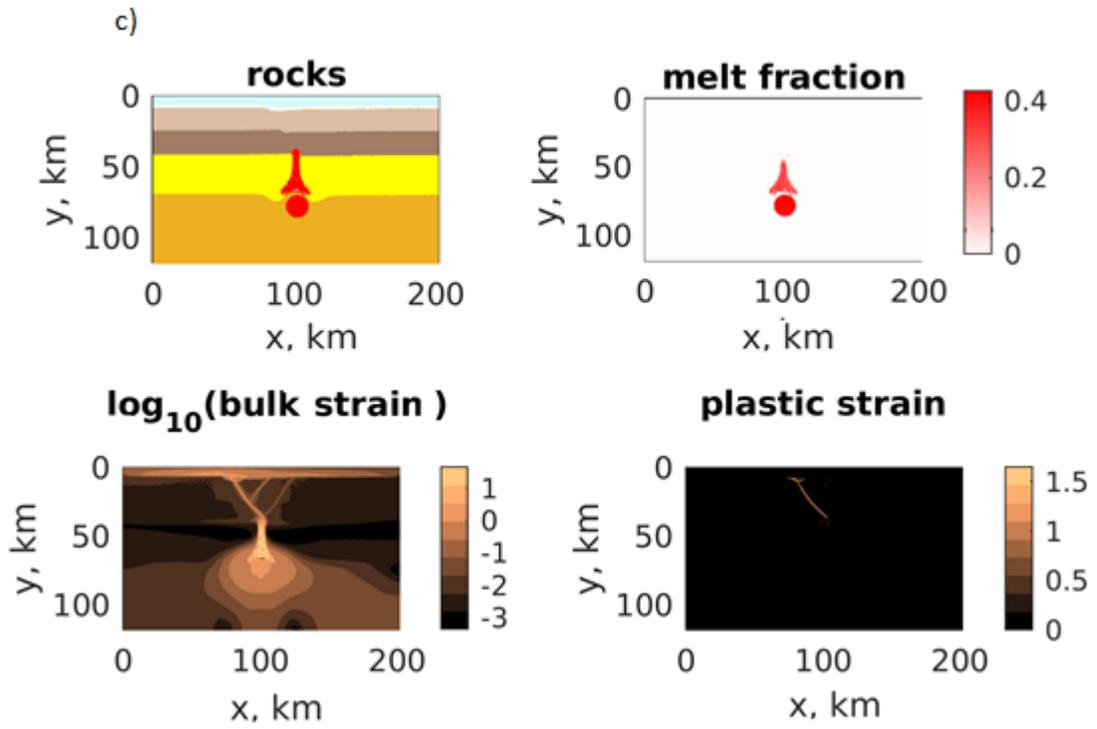


Figura 27. Esfuerzos normales, esfuerzos de cizalla, presión y el segundo invariante del tensor de la tasa de deformación durante la evolución del modelo 4. a) Inicio del modelo, b) 247.680 años transcurridos, c) 460.510 años transcurridos, d) 574.890 años transcurridos, e) 1'070.800 años transcurridos, f) 1'146.700 años transcurridos. Ver **Video 6**.





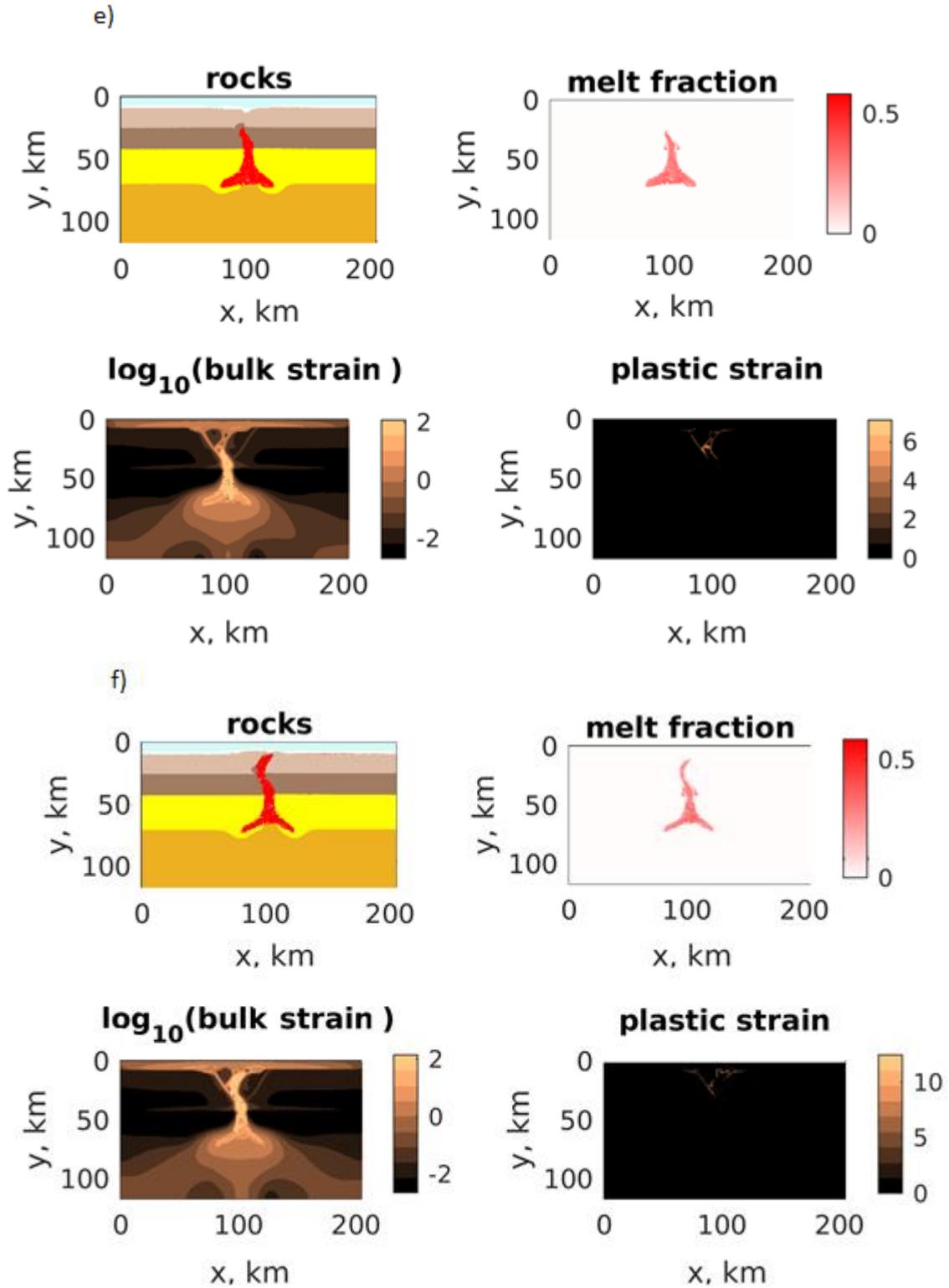


Figura 28. Evolución de los pulsos térmicos a través de las capas terrestres, fundido parcial, bulk strain y deformación plástica en el modelo 4. a) Inicio del modelo, b) 247.680 años transcurridos, c) 460.510 años transcurridos, d) 574.890 años transcurridos, e) 1'070.800 años transcurridos, f) 1'146.700 años transcurridos. Ver **Video 7**.

La reología de las rocas es uno de los factores más importantes al momento de entender la deformación en la litósfera. En el manto superior hay deformación denominada dislocation creep, lo cual significa dislocaciones en la estructura cristalina. Estas imperfecciones migran con el tiempo deformando las rocas (Turcotte D. & Schubert, 2014). La deformación depende fuertemente de los esfuerzos, es decir, no hay una relación lineal entre esfuerzos y deformación debido a que la reología en el manto superior es no newtoniana (Billen & Hirth, 2007).

En la corteza, el magma fractura las rocas encajantes al ser emplazado cuando la presión de este es más alta que la resistencia de las rocas (Takada, 1989). Estas fracturas se van propagando por el exceso de presión del magma (Takada, 1989), fenómeno que pudo ser observado en las simulaciones. Los cambios en la temperatura conllevan a esfuerzos térmicos debido a que provoca contracción o expansión del material. Esto causa esfuerzos grandes que se reflejan en los límites de la anomalía. Por otra parte, la erosión y la sedimentación del material pueden causar esfuerzos debido a cargas de superficie; sin embargo, en estos modelos no fueron de gran relevancia.

4.4.3. Fundido parcial

El fundido parcial inicialmente fue del 50% en la anomalía térmica por su temperatura inicial, sin embargo, este valor es solamente para el paso numérico 0 (0 años). Es un porcentaje muy alto, el cual se requiere debido a que la simulación empieza abruptamente, mientras que en realidad hay un largo proceso involucrado de millones de años que no podemos simular. Este valor disminuyó rápidamente al interactuar la anomalía térmica con el manto. El porcentaje de fundido parcial varió con el tiempo debido a la interacción de esta con su entorno por dos motivos fundamentales: (1) los cambios de fase de las rocas encajantes, las cuales pasaron de sólido a parcialmente fundido y, (2) el enfriamiento progresivo de la anomalía durante su ascenso y emplazamiento en la corteza superior. En los resultados se observó que, al llegar a superficie, el mayor porcentaje estaba asociado a la fase sólida por el enfriamiento progresivo de la anomalía (Figura 28). El primer pulso térmico se enfrió disminuyendo bastante el porcentaje de fundido parcial presente, pero a medida que los nuevos pulsos térmicos fueron insertados aumentó nuevamente el valor promedio permitiendo el ascenso satisfactorio del magma hasta superficie (Video 7).

5. DISCUSIÓN

Una gran variedad de fenómenos y estructuras geológicas son demasiado complejas y sus propiedades físicas poco conocidas para simular completamente los modelos numéricos correspondientes. Por otra parte, el modelado numérico permite obtener conocimientos físicos de sistemas complicados a partir de varios estudios sistemáticos de casos más simples. Esta herramienta no es para satisfacer un modelo de la naturaleza, sino un instrumento de investigación para comprender como esta trabaja (Gerya, 2010). Por este motivo, se discutirán los procesos físicos observados en los diversos modelos para entender las condiciones del manto superior que permitieron la formación del CVLH.

Los arcos volcánicos se localizan en el área donde el slab subducido está a 100-200 km de profundidad (Brun et al., 2009; Schubert et al., 2004), por lo cual es un gran desafío entender el origen del CVLH. Los resultados obtenidos muestran que es posible formar estructuras de las dimensiones de la caldera Los Humeros en regiones alejadas del slab bajo ciertas condiciones, como la existencia de una anomalía térmica y otras condiciones conjuntas como: el exceso de temperatura, tamaño de la anomalía, tasa de extensión regional y un arreglo de pulsos encadenados. Además de estudiar estos posibles escenarios, se discutirán los mecanismos de ascenso de la anomalía desde el manto hasta la superficie, los esfuerzos y la deformación en la FVTM, los mecanismos de transporte de calor, entre otros. Los resultados fueron complementados con estudios de geología, geofísica, y geoquímica de la región de estudio con el propósito de entender mejor el origen geodinámico de este campo geotérmico.

5.1. Escenarios posibles

En los resultados mostrados en las figuras 29, 30 y 31, se usaron tres pulsos térmicos astenosféricos. Modelos con dos pulsos no fueron exitosos, al ser insertados se mezclaron en uno solo y se enfriaron antes de subir hasta superficie independientemente del tiempo de inicio entre ambos, similar a los modelos con un solo pulso. Finalmente, con más de 3 pulsos se lograron resultados positivos, pero aquí se discutieron los valores mínimos obtenidos bajo los cuales fue factible el ascenso hasta superficie. Las simulaciones realizadas con temperaturas menores a 1.700 K ($\Delta T < 100$ K, donde ΔT es la diferencia de temperatura entre los pulsos térmicos y el manto alrededor de estos) no funcionaron, la anomalía llegó a la corteza superior pero no alcanzó la superficie de la placa continental.

Las simulaciones se realizaron con un primer pulso térmico astenosférico de 7.500 m de radio inicial para todos los modelos, mientras que los valores del segundo y tercer pulso fueron modificados para visualizar los cambios en el comportamiento de la intrusión con respecto al radio de las anomalías térmicas. Estos vienen en una secuencia específica de tipo cadena en todos los modelos. El primero fue insertado al inicio de la simulación, mientras que el segundo y el tercero fueron insertados en los pasos numéricos 1.000 y 1.500 respectivamente (el valor en millones de años varía de un modelo a otro dependiendo de sus valores de entrada). La tasa total de extensión litosférica horizontal se modificó desde un valor mínimo de 3 mm hasta un máximo de 6 mm en un eje de 200 km de ancho (Figura 33). Simulaciones con valores mayores exhibieron problemas por la excesiva extensión registrada; por otra parte, valores menores no le permitieron a la anomalía ascender satisfactoriamente. En los resultados, se observa que con valores pequeños de extensión litosférica fue necesario aumentar el volumen de los pulsos térmicos para que estos lograran ascender. Esta tendencia se mantuvo independientemente de la temperatura empleada, pero con valores mayores hubo modelos más exitosos. Esto debido a que la energía de la anomalía térmica inicial fue suficiente para permitirle al magma emplazarse en superficie y no enfriarse antes, como fue el caso de los modelos con menos de 1.700 K ($\Delta T < 100$ K).

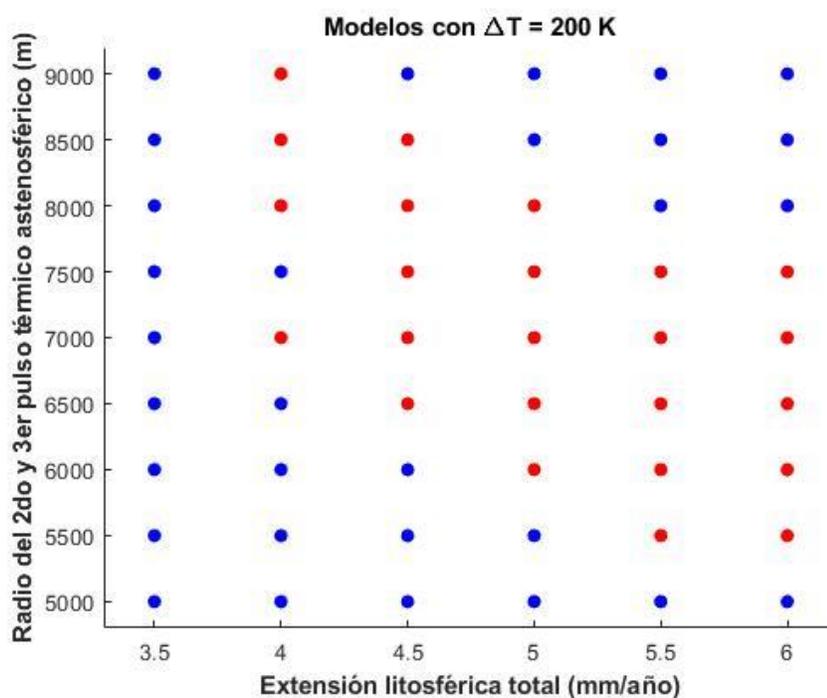


Figura 29. Simulaciones con temperatura de 1.800 K ($\Delta T = 200$ K) para los tres pulsos térmicos con diferentes valores de tasa de extensión total anual y radio del segundo y tercer pulso térmico. Los puntos rojos representan los modelos en donde el magma alcanzó la superficie.

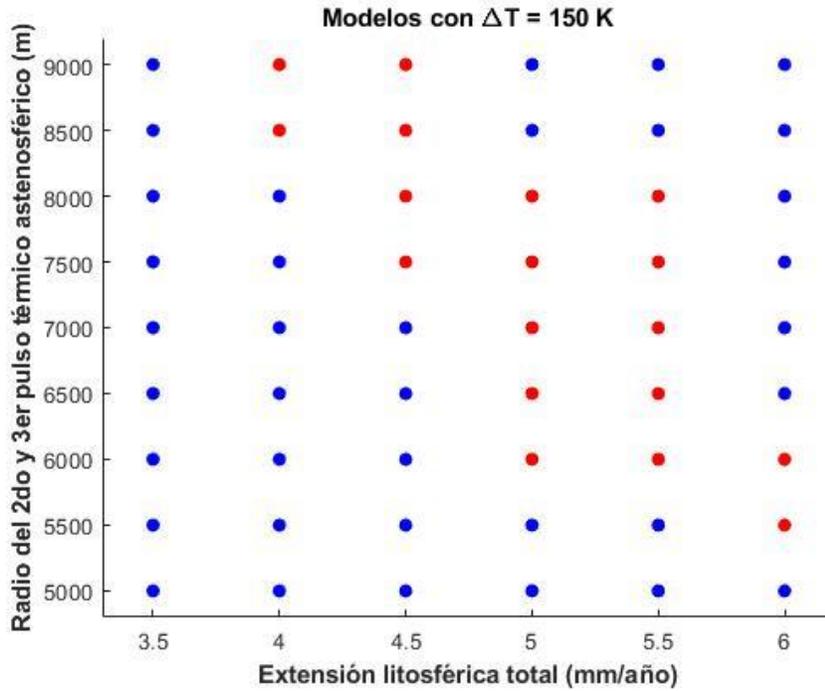


Figura 30. Simulaciones con temperatura de 1.750 K ($\Delta T = 150$ K) para los tres pulsos térmicos con diferentes valores de tasa de extensión total anual y radio del segundo y tercer pulso térmico. Los puntos rojos representan los modelos en donde el magma alcanzó la superficie.

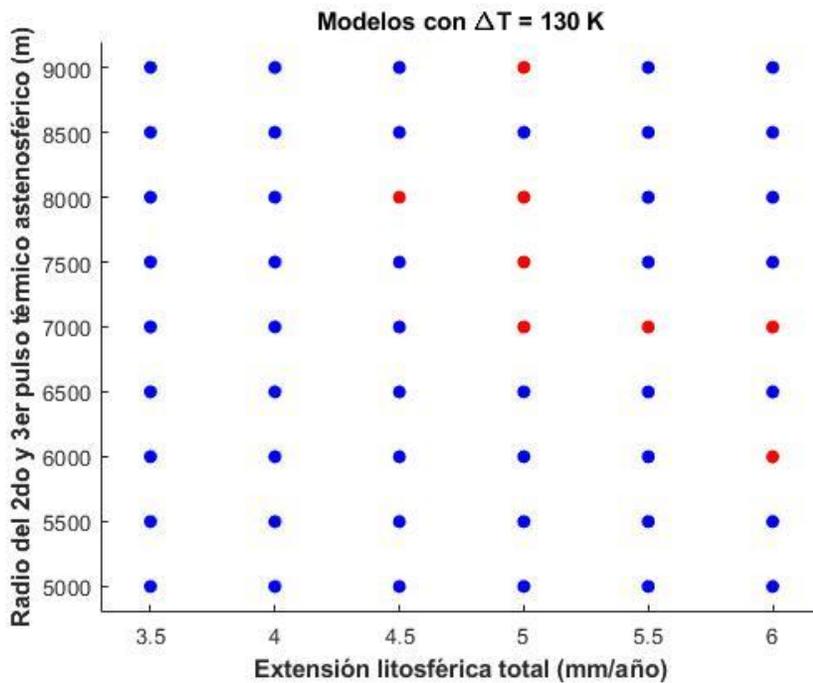


Figura 31. Simulaciones con temperatura de 1.730 K ($\Delta T = 130$ K) para los tres pulsos térmicos con diferentes valores de tasa de extensión total anual y radio del segundo y tercer pulso térmico. Los puntos rojos representan los modelos en donde el magma alcanzó la superficie.

5.2. Ascenso de la anomalía térmica

La anomalía térmica es un fluido menos denso que el manto que la suprayace; por lo tanto, la interfaz entre ambos se vuelve inestable a perturbaciones en un campo gravitacional. Esto da origen a la inestabilidad Rayleigh – Taylor (Bercovici, 2007; Rayleigh, 1883; Taylor, 1950), la cual se produce cuando un fluido menos denso empuja a otro más denso. Esto ocurrió cuando la anomalía ingresó al manto litosférico, la inestabilidad entre ambos fluidos creció con el tiempo permitiendo a la anomalía migrar por su densidad menor, empujando y desplazando al manto litosférico (Figura 33). La anomalía térmica sublitosférica era más caliente, menos densa y menos viscosa que las rocas del manto, lo cual la hizo ascender debido a su flotabilidad. Esta se formó, segregó y subió a través del manto sólido hasta la base de la corteza, ayudada también por el canal magmático litosférico inicial (Pinkerton & Stevenson, 1992). La viscosidad del manto decrece enérgicamente al incrementarse la temperatura (Marsh, 1978); por lo tanto, la anomalía térmica durante su ascenso a través de la astenósfera y el manto litosférico estuvo rodeada por un halo de material poco viscoso (Figura 32), el cual funciona como un lubricante e incrementa la velocidad de ascenso de la anomalía (Bercovici, 2007).

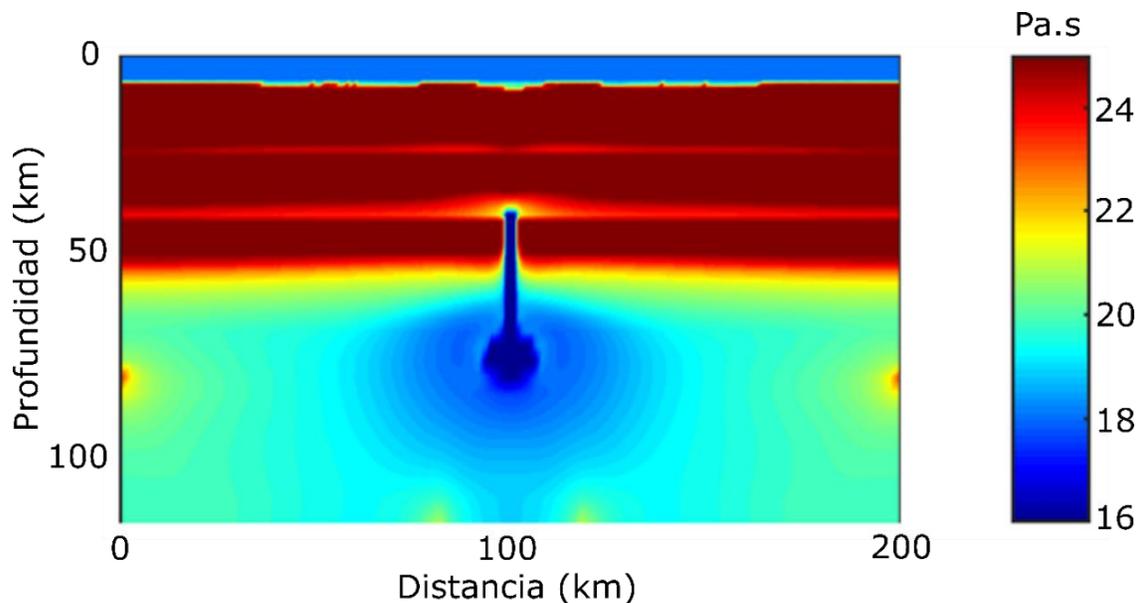


Figura 32. \log_{10} de la viscosidad al inicio de la simulación en el modelo 4. Halo poco viscoso rodeando la anomalía térmica en el manto.

La velocidad de migración de la anomalía térmica es más grande comparada con la velocidad de convección del manto. Esta hipótesis asume que los magmas suben prácticamente de manera vertical a la superficie (Bercovici, 2007; Hamblin & Christiansen, 2004). Durante el ascenso de

material a través del canal, se esperaría que este comenzara a solidificarse en los bordes debido a la considerable diferencia de temperatura entre la anomalía térmica y el manto circundante; sin embargo, dos efectos previnieron la solidificación (Bercovici, 2007; Brun et al., 2009): (1) El calor disipativo generado por la fricción del magma y (2) la disminución de la temperatura de solidificación por el descenso de la presión durante el ascenso.

La anomalía térmica al interactuar con la base de la litósfera se propagó lateralmente debajo de esta debido a su flotabilidad con respecto al material colindante y a los esfuerzos regionales extensionales (Figura 33). En la corteza inferior hubo deformación inducida por los esfuerzos cortantes, lo cual disminuyó la viscosidad. Además, se creó deformación plástica concentrada en las bandas de corte. Esto sumado a que, tras alcanzar la base de la corteza inferior, la anomalía fundió parcialmente un fragmento de esta; y parte de las rocas de la corteza fueron desplazadas verticalmente sufriendo descompresión, lo cual disminuyó su punto de fusión y desencadenó en su posterior fundición (Ver Video 4). Estos fenómenos en conjunto permitieron que el magma ascendiera por las bandas de corte generadas (Figura 34), las cuales conllevaron a la ruptura de la corteza y el posterior vulcanismo.

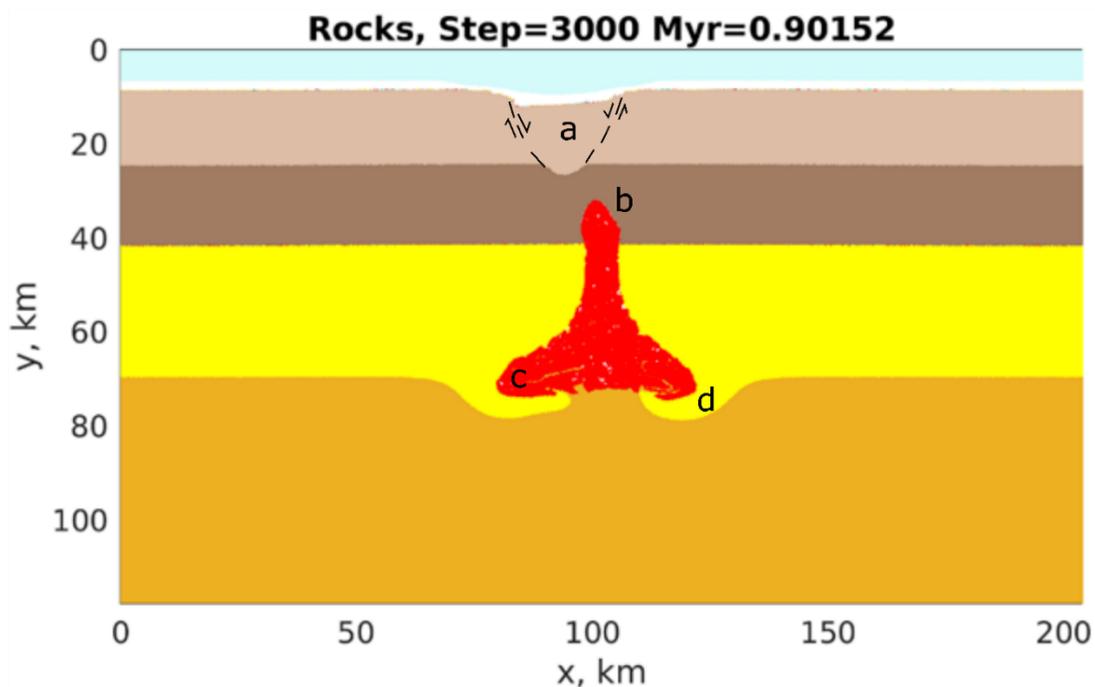


Figura 33. Evolución del modelo tras 900.000 años, donde se observan varios fenómenos:
a) Fallamiento en la corteza superior, b) Deformación plástica y fundido parcial de la corteza inferior, c) Propagación lateral de la anomalía térmica en la base de la litósfera y
d) Desplazamiento de material en la base del manto litosférico.

El principal mecanismo que ha sido propuesto para explicar el ascenso del magma en la corteza se basa en la formación y propagación de fracturas de las rocas que rodean la anomalía térmica. Esta teoría ha sido desarrollada como consecuencia de la propagación de fracturas accionadas hidráulicamente (Geertsma & DeKlerk, 1969; Geertsma & Haafkens, 1979). Este mecanismo se ocasiona por el fallamiento generado por los esfuerzos regionales (Nakamura, 1977) y es accionada por la presión del magma ascendente (Takada, 1989). Esto se visualizó en todas las simulaciones, en donde el magma ingresó y se propagó por fallas en la corteza superior hasta llegar a superficie. Las fracturas se propagaron hacia arriba, siguiendo el máximo valor del exceso de presión magmática (Takada, 1989). La transición frágil-dúctil ocurre a una profundidad de 18 km (25 km en el eje *y* de la figura 33) en donde fue ubicado el límite entre la corteza inferior y corteza superior. El comportamiento de la corteza continental bajo esfuerzos depende de la temperatura, la duración de los esfuerzos y el contenido de agua (Condie, 2005, 2016). Este último parámetro no se incluyó en los modelos.

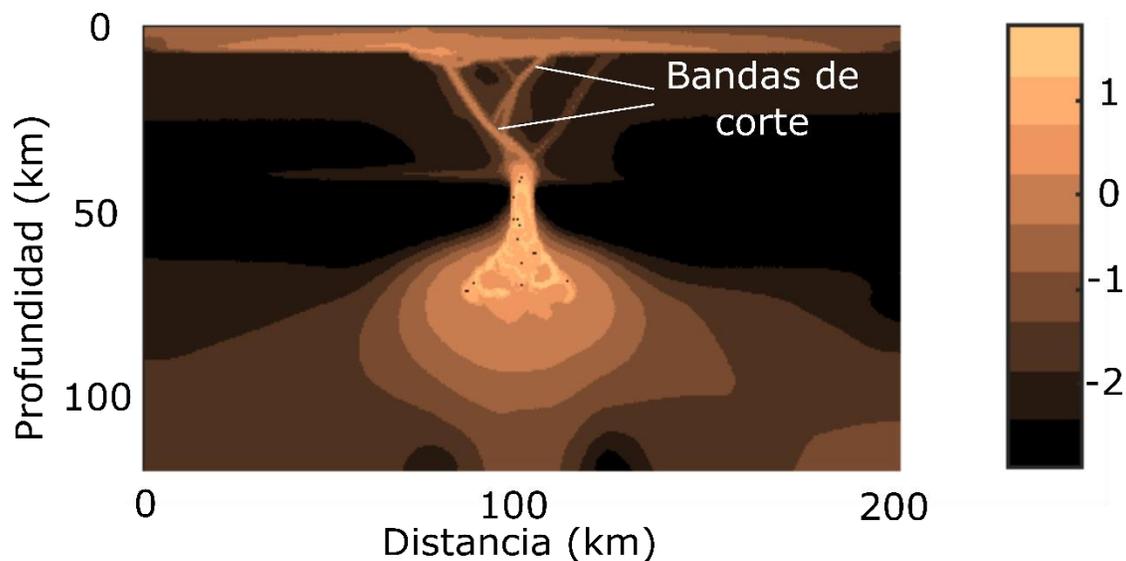


Figura 34. Bulk strain en la corteza en el paso numérico 1.500 (574.890 años). Inicio del ascenso del tercer pulso térmico, en donde se observa que ya se habían formado bandas de corte.

5.3. Mecanismos de transporte de calor

Existen tres regímenes termales distintivos que ocurren dentro del sistema manto-corteza (Jeanloz & Morris, 1986). El primero, comprende regiones en donde el transporte de calor advectivo por movimiento vertical domina sobre los demás mecanismos de transporte. El segundo, son regiones donde la transferencia de calor por advección es aproximadamente igual al transporte por

conducción. La tercera es la convección, temperaturas anómalas altas están asociadas con regiones de flujo ascendente, mientras que temperaturas anómalas bajas están asociadas con flujo descendente, como en las zonas de subducción. En este caso, el mecanismo fundamental que permitió el ascenso de la anomalía térmica fue la advección, en donde el movimiento vertical de la anomalía térmica hacia las zonas más frías superficiales fue el método principal, y dentro de esta ocurrió convección térmica mientras ascendía, debido al calentamiento desde abajo y el material más frío encima (Ver Video 4). Este flujo caliente a profundidad es gravitacionalmente inestable con respecto al fluido frío cercano, por lo tanto, las fuerzas de flotabilidad conducen a este flujo convectivo (Turcotte D. & Schubert, 2014). La solidificación del magma viene asociada con el calor latente de cristalización, es decir, la cantidad de calor que se libera cuando se solidifica 1 kg de magma (Bercovici, 2007). En las simulaciones el magma tiene una temperatura bien definida de fundición a la cual el cambio de fase de líquido a sólido ocurre. La pérdida de calor es controlada principalmente por conducción.

5.4. Esfuerzos y deformación en la FVTM

El campo de esfuerzos regional en arcos volcánicos está asociado comúnmente a la subducción y a procesos de generación y ascenso de magmas (Apperson, 1991). La presión y los esfuerzos resultan en deformación. La deformación en la superficie de la Tierra es consecuencia de fuerzas tectónicas de gran escala. La causa de la deformación regional en arcos como la FVTM apunta a fuerzas de cuerpo (Suter et al., 2001). La gravedad es un ejemplo de una fuerza de cuerpo operando en un bloque de material (Turcotte D. & Schubert, 2014). La sismicidad estudiada en la mayoría de arcos volcánicos indica que el campo de deformación es de extensión subhorizontal casi perpendicular al arco (Apperson, 1991). La isostasia es un concepto de fuerza importante en geodinámica, donde grandes estructuras geológicas como cordilleras están en equilibrio isostático debido a que el peso de la corteza en las montañas elevadas está compensado por la flotabilidad negativa de una raíz cortical (Turcotte D. & Schubert, 2014).

En la FVTM durante el Cenozoico ha sido común la deformación extensional, la cual ha sido documentada a lo largo del arco en grábenes (Demant & Robin, 1975; Demant, 1981) como el Amatlán al occidente (Alaniz et al., 1999), Aljibes y Acambay en el centro (Márquez et al., 1999; Suter et al., 2001) y el Mezquital al oriente (Campos-Enriquez & Garduño-Monroy, 1987; García-Palomo et al., 2018); entre muchos más (Figura 35). Los Humeros se localiza al oriente de la FVTM, en donde la deformación cuaternaria ha sido menor con respecto al resto del arco. Sin embargo, se

han localizado fallas activas que desempeñan un control estructural fundamental en el vulcanismo (Norini et al., 2019). Los esfuerzos tectónicos extensionales se han registrado perpendicular a la trinchera Mesoamericana en la FVTM, la cual tiene un ángulo de aproximadamente 15° con respecto al eje de esta (Figura 35). Esto ha permitido la activación de las dos familias principales de fallas en el arco (Alaniz et al., 1999); una familia de fallas con rumbo norte-sur / noroeste-sureste, asociada al basin and range (Henry & Aranda-Gomez, 1992) formadas previo al arco; y otra familia este-oeste paralela al arco y perpendicular a la anterior, relacionada con la formación de la FVTM. Estas fallas normales han tenido actividad desde el Mioceno Superior y son sísmicamente activas desde el norte hasta el sur del arco (Márquez et al., 1999), se presume que son causadas por la extensión originada por la compensación isostática de cargas de superficie relacionada a la alta elevación de la FVTM (Suter et al., 1992) y al retroceso del slab de Cocos (Singh & Pardo, 1993). En la zona oriental de la FVTM hay extensión activa desde el Plioceno, lo cual ha permitido la extrusión de magmas y el emplazamiento de volcanes; el espesor de la corteza continental es de 40-50 km (Figura 36), mientras que en la zona central es de 30-40 km (Ferrari et al., 2012) y la topografía promedio es menor (Urrutia-Fucugauchi & Flores Ruiz, 1996). Estas diferencias facilitaron la deformación del centro de la FVTM, lo que explicaría la menor deformación cuaternaria al oriente (Suter et al., 2001). En la parte oriental de la FVTM se observa un control estructural (García-Palomo et al., 2018), hay varios centros poligenéticos, incluyendo los volcanes cuaternarios Cofre de Perote y Pico de Orizaba (Citlaltépetl) en la prolongación norte de la falla de Oaxaca, una zona con actividad en el Cenozoico (Nieto-Samaniego et al., 1995). Al este de los estratovolcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba está el campo volcánico monogenético Xalapa con más de 50 volcanes cuaternarios (Rodríguez et al., 2010) controlados por fallas, localizado en la parte más oriental de la FVTM donde la corteza es más delgada.

Los Humeros está localizado en la zona oriental de la FVTM (Figura 35). En esta zona, las rocas sedimentarias del Mesozoico y las rocas metamórficas del Precámbrico-Paleozoico pertenecientes al basamento pre-volcánico (Figura 36) sufrieron una fase orogénica compresiva por el cinturón de cabalgamiento y plegamiento mexicano (CCPM) en el Cretácico Superior-Eoceno (Fitz-Díaz et al., 2018), lo que generó fallamiento inverso y plegamientos (Campos-Enriquez & Garduño-Monroy, 1987). Además, los volcanes preexistentes en la región modificaron el campo de esfuerzos local, induciendo a la deformación en el basamento, generando fallas con diversas geometrías y cinemáticas (Norini et al., 2019). En esta región, el CCPM alcanzó los 4-5 km de profundidad (Norini et al., 2019). Esta compresión tuvo su mayor componente de esfuerzos en la dirección NE-SW (Norini

et al., 2019). Después de esta fase compresiva, el CVLH sufrió deformación tectónica extensiva en el Eoceno-Plioceno, asociado con fallas normales dispersas de rumbo NE, las cuales facilitaron las intrusiones magmáticas del Eoceno-Oligoceno, precediendo el inicio del vulcanismo de la FVTM (vulcanismo Plio-Cuaternario). Una fase tectónica extensional ha ocurrido en el CVLH desde el Mioceno (Figura 35), la cual es contemporánea con el emplazamiento de los magmas de la FVTM. Los análisis estructurales sugieren que la deformación del basamento y los eventos compresivos-extensivos jugaron un rol importante para la formación del CVLH y la actividad postcaldérica (Norini et al., 2019).

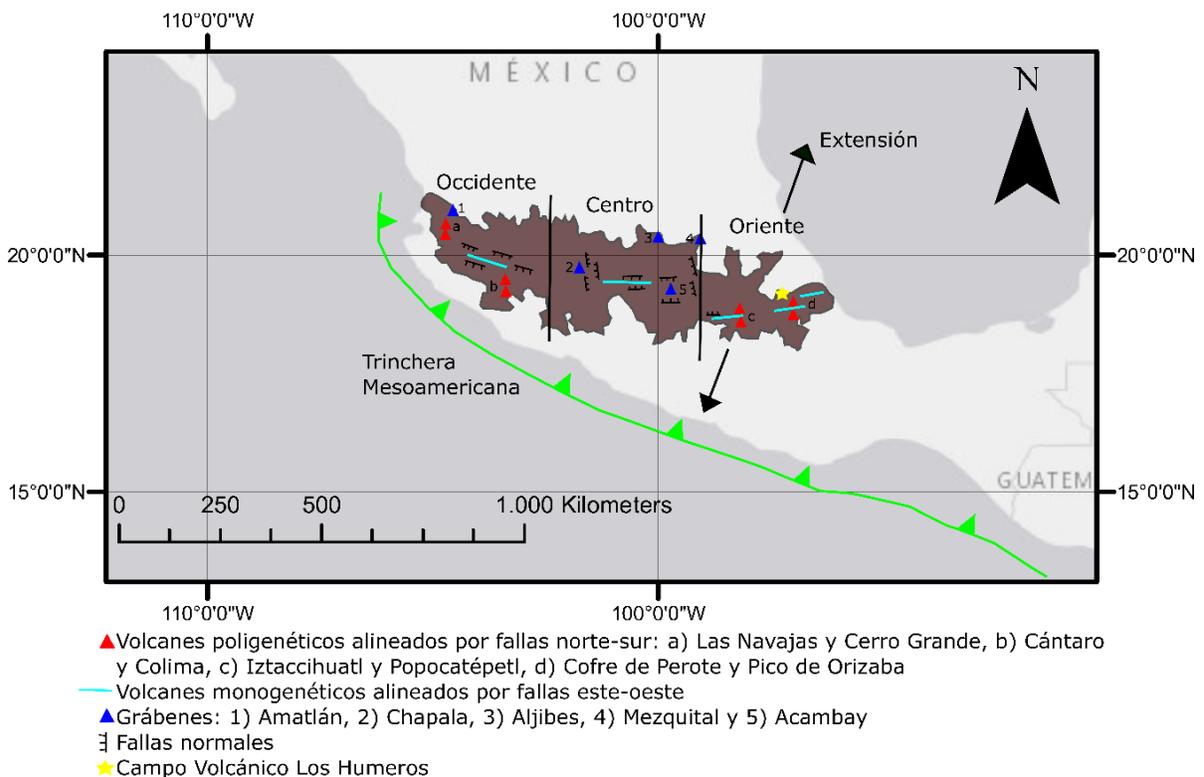


Figura 35. Distribución de los volcanes monogenéticos y poligenéticos en la FVTM y su relación con la dirección de deformación (extensión) principal. Basado en Alaniz et al. (1999); Cavazos-Álvarez & Carrasco-Núñez (2020); García-Palomo et al. (2018) y Suter et al. (2001).

Desde un punto de vista tectónico, la caldera está situada en el borde norte del graben Libres-Oriental (Campos-Enriquez & Garduño-Monroy, 1987), un graben triangular y profundo formado por una fase de distensión que da lugar a la cuenca hidrográfica endorreica del mismo nombre (Gutiérrez-Negrín & Izquierdo-Montalvo, 2010). El sector norte de este graben es una zona de mayor distensión que ha favorecido el ascenso y emplazamiento de grandes cantidades de magma (Gutiérrez-Negrín & Izquierdo-Montalvo, 2010). El vulcanismo plio-cuaternario tomó lugar

siguiendo estas zonas de debilidad. La distribución de los cuerpos intrusivos sigue este sistema (Campos-Enriquez & Garduño-Monroy, 1987). El Moho alcanza una profundidad de alrededor de 45 km debajo de la parte occidental del CVLH y sube abruptamente hasta 20 km en la cuenca de Veracruz al oriente de Los Humeros (Castellanos et al., 2018; Ferrari et al., 2012). Esta disminución en el espesor cortical podría haber facilitado la formación de la caldera, por ser la corteza más delgada (35-40 km) y propensa a deformación con respecto al área localizada al oeste del CVLH (Figura 36). Este cambio en la profundidad del Moho ocurre sobre el desgarre de la placa de Cocos (Castellanos et al., 2018). Los colapsos y las estructuras de resurgencia pudieron haber sido influenciadas por fallas preexistentes y por el campo de esfuerzos regional (Norini et al., 2015).

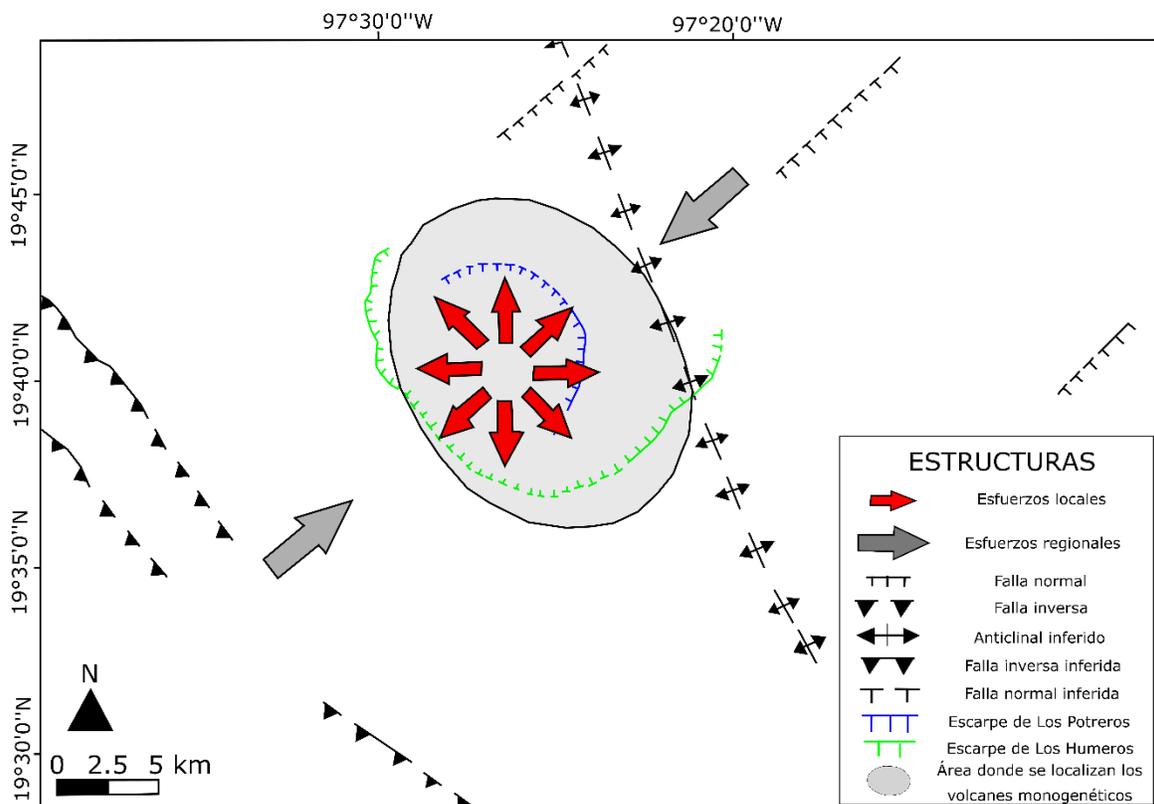


Figura 36. Interpretación estructural del basamento pre-volcánico del CVLH deformado por eventos compresivos. Esfuerzos extensivos locales debido a la presión del magma ascendente. Modificado de Norini et al. (2019).

En la FVTM ha existido tanto vulcanismo monogénico como poligenético desde el Mioceno Superior (Alaniz et al., 1999; Ferrari et al., 1994). En la escala regional la deformación se manifiesta con las dos familias de fallas, las fallas normales casi paralelas al arco y las fallas normales norte-sur que cruzan el arco. Los volcanes monogénicos están localizados paralelamente al arco siguiendo a la primera familia de fallas (Figura 35), la cual tiene una tasa de deformación mayor debido a que

la extensión es perpendicular a la trinchera; mientras que los principales estratovolcanes están alineados norte-sur controlados por la segunda familia de fallas (Alaniz et al., 1999; Demant, 1978), la cual posee una tasa de deformación menor. En ambos casos es necesario un ambiente extensional para formar fallas que controlan estructuralmente la distribución de los volcanes y permiten que coexistan en una misma región. La presencia de un tipo de vulcanismo u otro siempre ha sido asociado con la tasa de suministro y los esfuerzos regionales (Takada, 1989). Durante el ascenso a través de la corteza, el magma es canalizado en zonas de diferentes tasas de deformación que inducen a la formación de volcanes poligenéticos y monogenéticos (Alaniz et al., 1999). Al coexistir ambos tipos de vulcanismo, se asume una tasa uniforme de magma para uno y otro, por lo tanto, se concluye que están influenciados principalmente por la extensión.

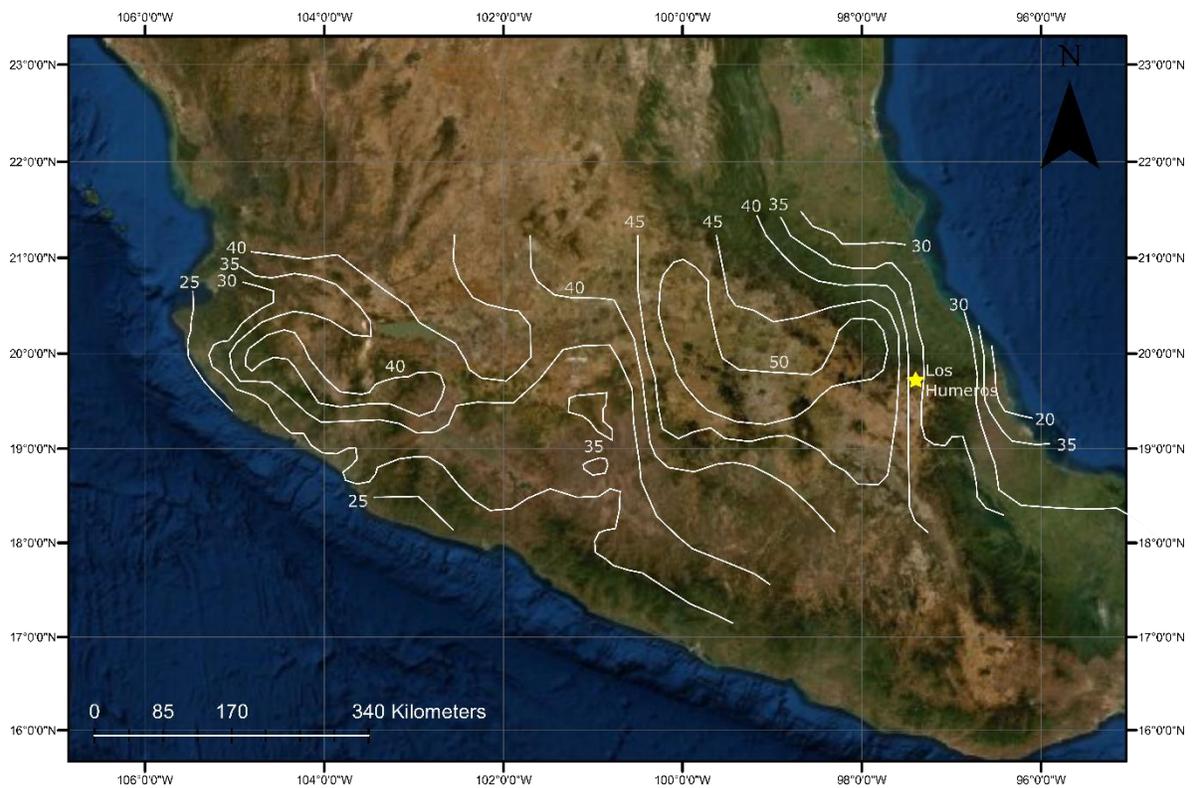


Figura 37. Espesor de la corteza continental (km) en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Modificado de Ferrari et. al (2012).

El vulcanismo monogenético se extendió durante el Plioceno y el Cuaternario. Por el contrario, los principales volcanes poligenéticos son todos del Cuaternario (Alaniz et al., 1999). Esto sugiere que la extensión inicial facilitó la formación de volcanes monogenéticos, y el posterior decremento de la tasa de extensión permitió la formación de volcanes poligenéticos. Sin embargo, para mantener la presencia de volcanes poligenéticos también se requieren tasas de magma altas (Takada, 1994).

En las simulaciones 2D realizadas no es posible tener en cuenta estas fallas preexistentes, por lo que no se puede estudiar estos fenómenos superficiales. En los modelos se observó que, tras la formación de fallas, estas facilitaron el ascenso del magma en la corteza superior. Dentro del CVLH hay más de 50 volcanes monogenéticos, cuya distribución se encuentra controlada principalmente por las fallas asociadas al colapso de ambas calderas, Los Potreros y Los Humeros (Norini et al., 2015).

5.5. Geología, geoquímica y geofísica del área de estudio

Los resultados obtenidos se interpretaron teniendo en cuenta los estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos del área de estudio para entender mejor el origen geodinámico profundo del CVLH. Varios procesos químicos no pudieron ser modelados en las simulaciones, entre estos se encuentran los siguientes: (1) No hubo diferenciación magmática, lo cual impide estudiar con exactitud la velocidad de ascenso del magma porque al no poder diferenciarse y lograr una composición máfica/intermedia/félsica va a tener siempre una densidad alta por su composición ultramáfica. (2) No se pudo incluir la ingestión de volátiles en el manto provenientes del slab, los cuales afectan su circulación convectiva y, por lo tanto, la evolución química y termal de este, principalmente debido a los efectos reológicos de los volátiles, los cuales tienden a debilitar las rocas, también como la tendencia a facilitar su fundición y, por ende, fraccionamiento químico.

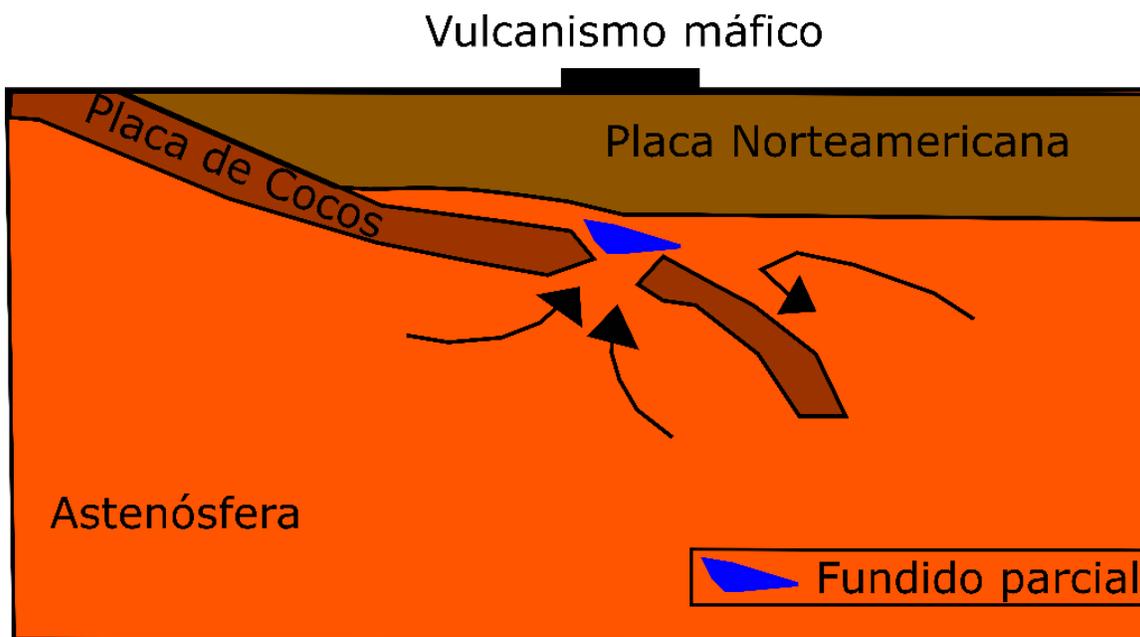


Figura 38. Slab detachment en el slab de Cocos. Modificado de Ferrari (2004).

Modelos numéricos de la estructura termal de una placa subducida muestran que puede durar decenas de millones de años con 200-400 °C menos con respecto al manto superior (Schmid et al., 2002); por lo tanto, el slab actúa como un escudo frío que al fragmentarse permite el ascenso de material profundo a la cuña astenosférica (Ferrari, 2004; Orozco-Esquivel et al., 2007). Otros modelos numéricos indican que un detachment ocurrido en una litósfera de 100 km de espesor y a 35 km de profundidad provoca un aumento de temperatura de hasta 500 °C por el ascenso de astenosfera caliente (Van de Zedde & Wortel, 2001). Para el caso de México, al ocurrir a mayor profundidad y ser una litósfera más delgada, este aumento de temperatura se asume que fue menor; sin embargo, facilitó la formación de fundido parcial (Ferrari, 2004). Basados en este régimen tectónico fue en el que se planteó la hipótesis de la tesis, en donde una anomalía térmica profunda ascendió desde incluso debajo del slab de Cocos para generar fundido parcial en la cuña del manto.

El vulcanismo al oriente de la FVTM inició en el Mioceno Inferior y migró hacia el norte hasta alcanzar una distancia máxima de 480 km desde la trinchera, hace aproximadamente 10 Ma (Ferrari et al., 2012). Posteriormente, hace aproximadamente 7-8 Ma ocurrió el slab detachment debajo de la parte oriental de la FVTM causado por el acercamiento de la dorsal del Pacífico a la trinchera (Ferrari, 2004). El desprendimiento permitió el ascenso de material astenosférico (Figura 36). El slab inició un retroceso debido a la falta de fuerza de empuje (Figura 37) ocasionada por la separación de su parte más profunda (Orozco-Esquivel et al., 2007) permitiendo que isotermas de mayor temperatura ascendieran hacia la cuña del manto por la inestabilidad ocasionada, incluso desde debajo del slab de Cocos, generando fundido parcial en la cuña (Figura 36). Este retroceso provocó la migración del arco volcánico hacia la parte frontal de la FVTM (Ferrari, 2004; Ferrari et al., 2012; V. Manea et al., 2013), lo cual se ha determinado por la edad de las rocas ígneas con respecto a la distancia de la trinchera (Ferrari et al., 2012), reflejando que el magmatismo migró desde los 480 km hasta la posición actual, entre los 270-345 km de distancia desde la trinchera mesoamericana (Ferrari et al., 2012). Esto marcó un incremento en las contribuciones de los componentes de subducción en los magmas de la parte frontal de la FVTM, lo cual se refleja por las proporciones más altas de Th/Nb, La/Sm (normalizado a condrita), Ba/Nb y Ba/Th (Orozco-Esquivel et al., 2007); mientras que los magmas de la parte trasera del arco de edad cuaternaria muestran una firma geoquímica intraplaca sin contribución del slab (Figura 37) y con asimilación cortical (Orozco-Esquivel et al., 2007). Estos últimos están asociados a fundido parcial por descompresión del manto seco, el cual es impulsado desde la parte trasera del arco hasta debajo de este por el flujo de esquina

de la cuña mantélica (Gómez-Tuena et al., 2018). La formación de los magmas del basamento de Los Humeros (1.44 – 2.65 Ma) con esta firma, se explica de esta forma.

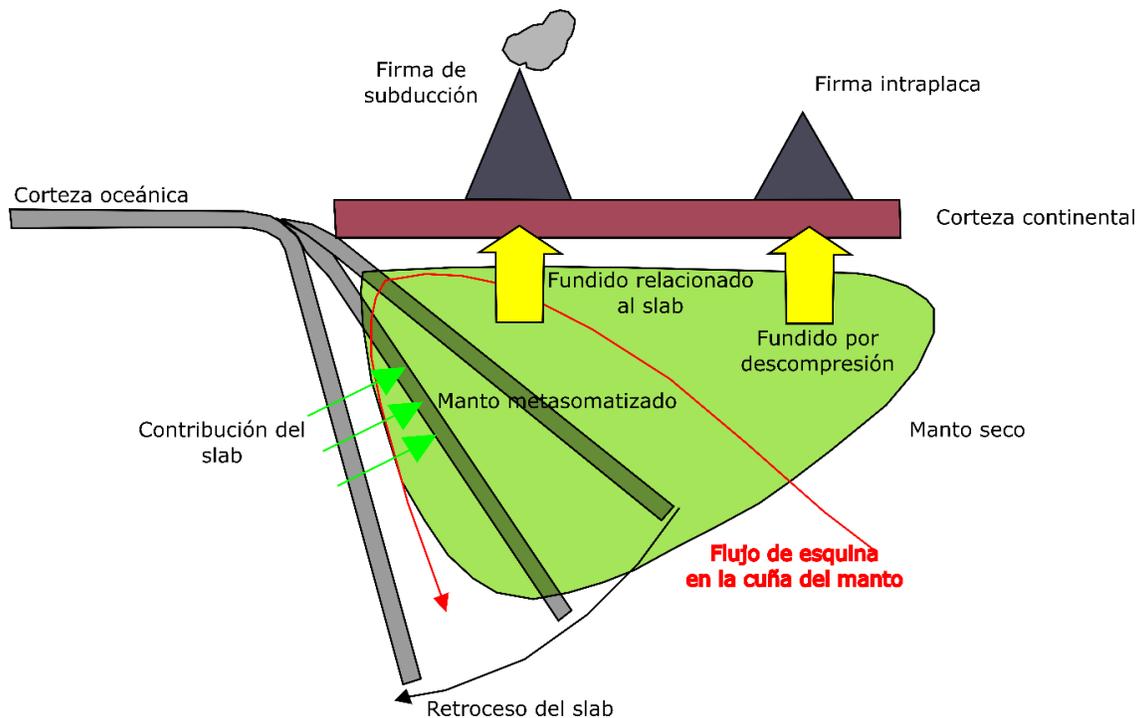


Figura 39. Origen tectónico del magmatismo intraplaca como una consecuencia del retroceso del slab de Cocos. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2018).

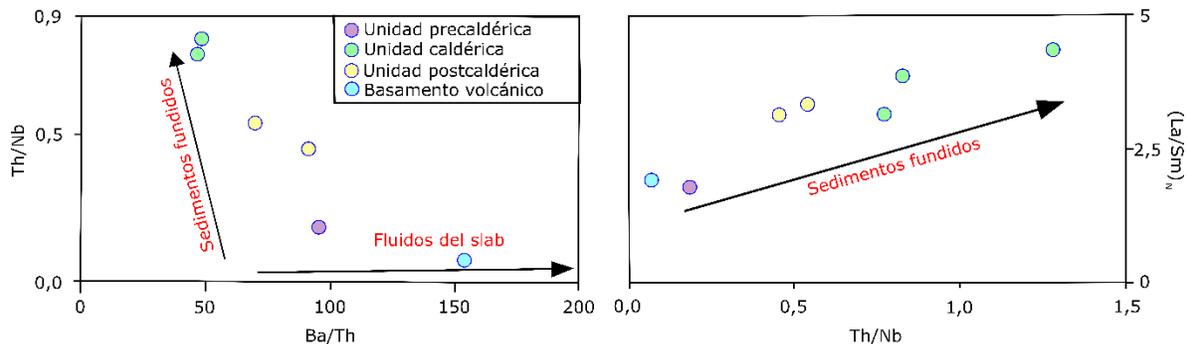


Figura 40. Relación de Th/Nb vs Ba/Th y de Th/Nb vs La/Sm (normalizado a condrita) de las unidades del CVLH. Modificado de Créon et al. (2018).

Las características geoquímicas de los magmas de las diferentes unidades del CVLH muestran fuertes variaciones en los procesos de generación de estos en un lapso de aproximadamente 1 Ma. Este cambio se debe a la composición de la cuña del manto donde fueron producidos (Créon et al., 2018). Valores bajos de Th/Nb y La/Sm (normalizado a condrita) en la unidad precaldérica y el basamento volcánico (Figura 38) reflejan que no hubo contribución de material del slab subducido, sino que

están composicionalmente asociados a magmatismo intraplaca, pero el alto valor de Ba/Th determina que hubo fluidos provenientes del slab que habrían contribuido a la formación de los fundidos (Créon et al., 2018). Por el contrario, los valores altos de La/Sm (normalizado a condrita) y Th/Nb indican un aporte de sedimentos fundidos desde el slab (Ayers et al., 1997; Brenan et al., 1995; Johnson & Plank, 1999), lo cual se observa en las unidades caldérica y postcaldérica (Créon et al., 2018). El fundido parcial de los sedimentos habría ocurrido por el retroceso del slab, el cual habría permitido las condiciones necesarias de temperatura y presión para su formación (Orozco-Esquivel et al., 2007). Estas características geoquímicas demuestran una mayor contribución de material de subducción en las unidades caldérica y postcaldérica con respecto a la unidad precaldérica y al basamento volcánico, lo cual apunta a que la formación de Los Humeros tuvo influencia de la placa subducida a pesar de estar a una gran distancia.

Los magmas erupcionados en el CVLH, en general, muestran una tendencia con el tiempo hacia composiciones más máficas (Ferriz & Mahood, 1984). Esto ocurre posiblemente por la progresiva disminución en la integridad estructural del sistema a medida que sucesivas intrusiones y erupciones formadoras de la caldera reactivaron viejas zonas de debilidad y crearon otras nuevas (Ferriz & Mahood, 1984). La unidad caldérica se caracteriza por su composición riocácitas-andesíticas, mientras que la unidad postcaldérica se identifica por una fase resurgente riolítica-dacítica y un vulcanismo bimodal andesítico y basáltico-andesítico (Carrasco-Núñez et al., 2018). En los modelos, la formación de las fallas facilitó el ascenso e hizo que los pulsos térmicos logaran alcanzar más rápido la superficie. Así mismo, una corteza superficial cada vez más debilitada facilitará el ascenso y el emplazamiento en superficie de magmas más primitivos (basálticos) sin diferenciación, lo que explicaría la formación del vulcanismo monogenético vigente (unidad postcaldérica). El sistema volcánico actual del CVLH, se infiere que está compuesto por una red interconectada de diferentes cámaras magmáticas que han permitido la diferenciación del magma (Lucci et al., 2020); no obstante, los magmas máficos han ascendido rápidamente sin diferenciación hasta superficie (Lucci et al., 2020), posiblemente por zonas de debilidad preexistentes que facilitaron el ascenso. Esto está respaldado por las texturas de alta vesicularidad en basaltos postcaldéricos, interpretados como procesos de crecimiento de burbujas durante un aumento rápido del magma que impide que los volátiles exueltos escapen, lo que se traduce como un ascenso rápido a superficie (Lucci et al., 2020). En el área de Palma Sola, Veracruz, ubicada al oriente de los volcanes Cofre de Perote-Citlaltepétl (Pico de Orizaba) se han encontrado megacristales de clinopiroxeno y xenolitos espinela lherzolita del manto en basaltos del Mioceno Superior-Pleistoceno

(6-0.82 Ma), lo que indica que estos magmas ascendieron rápidamente a través del manto superior y la corteza, por lo que están relacionados a una fase importante de extensión tectónica (Gómez-Tuena et al., 2003).

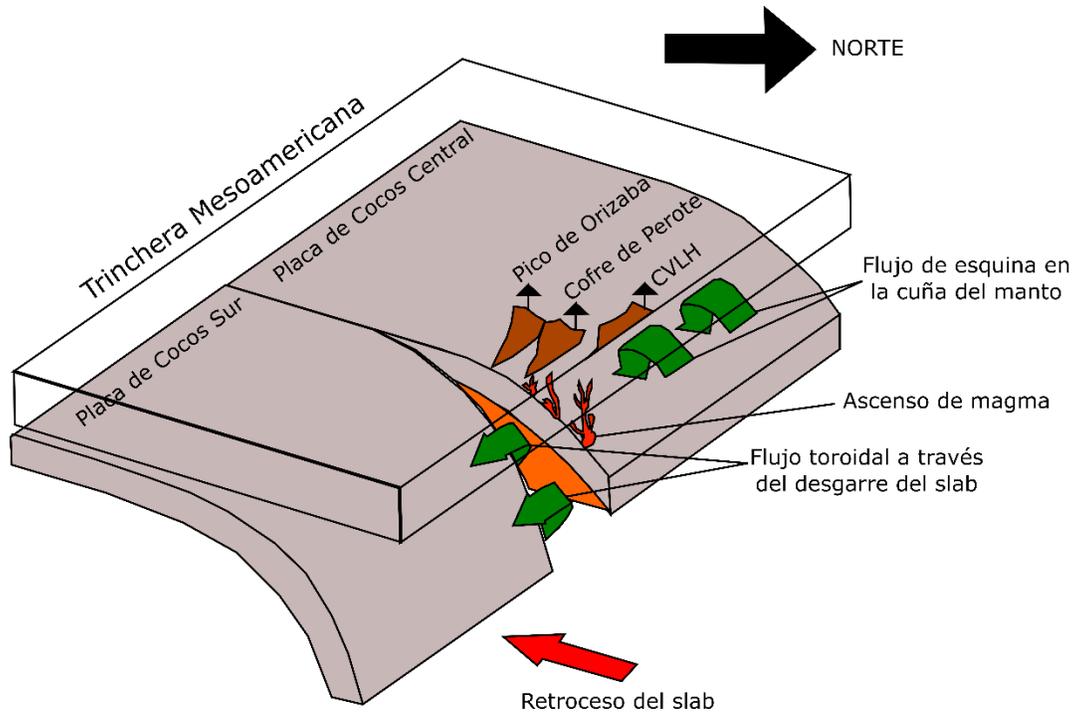


Figura 41. Desgarre del slab de Cocos debajo de la cadena de volcanes Pico de Orizaba (Citlaltépetl) – Cofre de Perote. El CVLH se ubica a 30 km horizontalmente en línea recta al noroeste del volcán Cofre de Perote. Modificado de Castellanos et al. (2018).

La similitud cronológica entre la actividad en el actual frente volcánico y en la cuenca de retroarco sugiere que el vulcanismo está controlado no solamente por subducción regular y retroceso del slab, sino también por una ventana astenosférica (Castellanos et al., 2018). La dirección de anisotropía sísmica en la astenosfera debajo del CVLH es perpendicular a la trinchera, la cual sería causada por el flujo de esquina en la cuña del manto, ayudado por el retroceso del slab de Cocos (Figura 37). En las regiones donde hay desgarres en el slab, como es el caso del límite entre la placa de Cocos y la placa de Rivera, se observan valores máximos de anisotropía que se interpretan como flujos mantélicos toroidales alrededor de los bordes del slab (Stubailo et al., 2012). Valores similares se obtuvieron debajo de Los Humeros (Stubailo et al., 2012), posiblemente por el desgarre de la placa de Cocos a lo largo de la Zona de Fractura de O’Gorman (Figura 1), al oriente del CVLH. La formación de la cadena volcánica más oriental de la FVTM (Cofre de Perote – Pico de Orizaba, Figura 39) representa una fase temprana del desarrollo del desgarre del slab (Castellanos et al., 2018). La

fuelle de los fluidos y fundidos alimentando los reservorios de magma es desconocida, desde que el slab de Cocos proyectado está muy profundo (aproximadamente 380 km en el CVLH) en este punto para tener efecto en la placa Norteamericana (Castellanos et al., 2018), pero podría estar asociada con un ascenso de las isotermas debido al flujo del material astenosférico alrededor del borde del slab durante la propagación del desgarre (Castellanos et al., 2018). Esto es de gran importancia para entender el origen geodinámico del CVLH, ya que está localizado a 30 km en línea recta al noroeste del volcán Cofre de Perote (Figura 5a y Figura 39). La geometría de la cadena volcánica (Figura 39) en la parte más oriental de la FVTM es una característica geomorfológica importante e indica que esta estructura está ligada a una fuente de magma y fluidos que alcanzaron la superficie en una distribución lineal. Pico de Orizaba ha tenido actividad volcánica desde hace 0,65 Ma hasta la actualidad (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010). Además, la relación elevada de Ba/Nb, picos positivos de Pb y enriquecimientos de Th muestran que sus magmas tuvieron contribución de fundidos de sedimentos del slab (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010), lo cual se observa en todas las fases de vulcanismo que ha tenido. Esto muestra un origen tectónico similar a lo documentado en el CVLH. Por su parte, en Cofre de Perote, el vulcanismo histórico se divide en cinco fases eruptivas, comenzando hace 1,3 Ma y continuando hasta el Holoceno, siendo la última datación de 900 años en los conos monogenéticos ubicados en los flancos del edificio de Cofre de Perote (Carrasco-Núñez et al., 2010). Es decir, el vulcanismo en estos volcanes ha sido contemporáneo con el del CVLH.

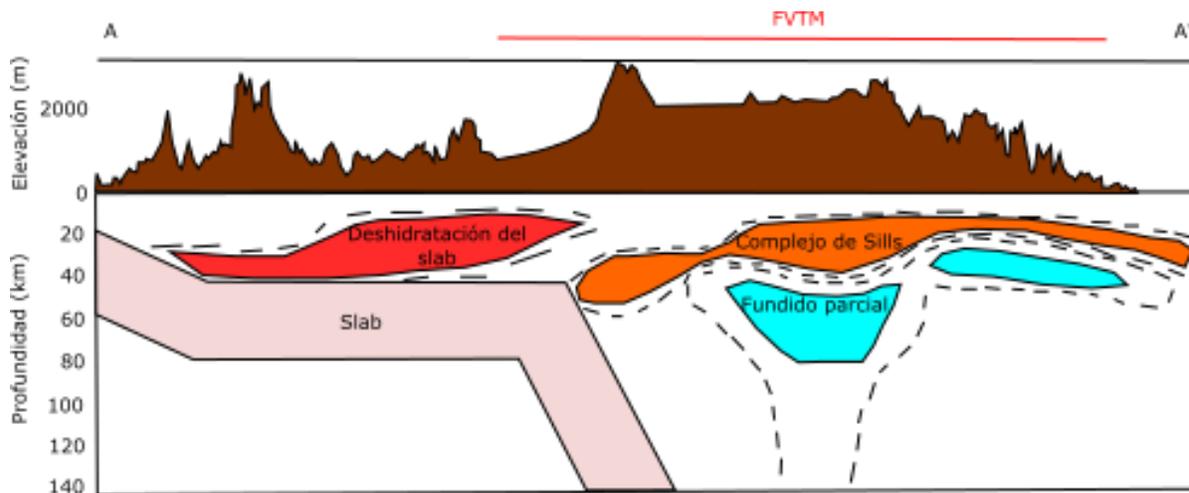


Figura 42. Acumulación horizontal de fundido parcial en el límite corteza-manto debajo de la FVTM en el perfil A-A' (Figura 1). Modificado de Castellanos et al. (2018).

La profundidad a la que se encuentra el slab debajo del CVLH hace un gran desafío entender el origen de los magmas, porque, aunque anomalías térmicas profundas hubieran ascendido hasta

esta zona de la cuña del manto, no ha sido documentada la formación y posterior ascenso de magmas desde estas profundidades en vulcanismo asociado a subducción. Estudios de sismología han detectado acumulación horizontal de fundido parcial debajo del Moho en la FVTM (Figura 40), el cual habría subido en zonas donde el slab está a menor profundidad y desde ahí haber migrado lateralmente hasta alcanzar conductos que le permitieron ascender a la superficie. Este mecanismo puede suceder cuando el magma alcanza una zona de contraste reológico (ej: sills en la base de la corteza). Esto explicaría la existencia de magmas asociados a subducción en la parte trasera de la FVTM. Por otra parte, el slab estuvo retrocediendo durante los últimos 7,5 Ma; por lo que, durante la formación del fundido parcial es posible que el slab haya estado más cerca de la parte trasera del arco, a diferencia de su posición actual, lo que habría facilitado el ascenso de los magmas. El ángulo de subducción actual es de 74° en esta zona (Stubailo et al., 2012), su profundidad aumenta casi 100 km en una distancia horizontal de 30 km; por ejemplo, Los Humeros está localizado a 75 km horizontalmente en línea recta de donde el slab se encuentra a 200 km de profundidad y a 105 km en línea recta de donde el slab proyectado a profundidad está a 100 km (Figura 3). Determinar cuál era la ubicación del slab con exactitud es muy complejo, debido a que hay varios factores que influyeron en la velocidad de ascenso de los magmas desde su formación (temperatura y tamaño de la anomalía térmica, volátiles en la cuña del manto, tasa de extensión, heterogeneidades en la litósfera, etc.), lo que dificulta conocer el tiempo exacto que les tomó ascender completamente, ocasionando una limitación en la interpretación del modelado. Incluso en la actualidad, la localización del slab debajo del CVLH es un dato que tiene un margen de error debido a que es extrapolada a partir de perfiles sísmicos cercanos.

En resumen, una posible explicación del origen geodinámico del CVLH es, que por la inestabilidad generada por el detachment y posterior retroceso del slab de Cocos, junto con la formación de una ventana astenosférica, permitieron el ascenso de isothermas profundas del manto (desde debajo del slab) causando fundido parcial en la cuña astenosférica. Estos magmas llegaron hasta la base de la corteza y migraron horizontalmente hasta encontrar conductos que le permitieron llegar a superficie y formar el CVLH. El retroceso del slab también pudo inducir convección en la cuña del manto y extensión tectónica (Créon et al., 2018). El ángulo de subducción más grande permitió el fundido de material astenosférico más profundo y de sedimentos del slab. El ascenso de magmas basálticos postcaldéricos por fisuras en el CVLH apoya la existencia de un régimen tectónico extensional que probablemente permitió el ascenso rápido de magma a través del manto superior y la corteza.

5.6. Hipótesis alternativa y estudios a futuro

Una hipótesis alternativa señala que los magmas que formaron el CVLH ascendieron justo debajo de este, pero no a la profundidad a la que se encontraba el slab cuando los magmas fueron generados. Estos serían más superficiales y se habrían originado debido a la descompresión del manto por la extensión desencadenada debido al retroceso del slab. La firma geoquímica de las unidades caldérica y postcaldérica con aporte de sedimentos del slab se explicaría por asimilación cortical y no tendría relación con el slab (Gómez-Tuena et al., 2003; Márquez et al., 1999). Esta otra alternativa no se simuló, ya que los magmas en este trabajo fueron causados por anomalías térmicas y no por descompresión. Además, tampoco se tuvo en cuenta el aporte de material y fluidos provenientes del slab, lo cual es una gran limitación para entender como magmas con esta firma geoquímica pueden estar en la parte trasera de la FVTM.

El fallamiento normal intraarco Plio-Cuaternario en el este de la FVTM es mínimo (Orozco-Esquivel et al., 2007). De acuerdo a Suter et al. (2001), la extensión en el centro de la FVTM es mayor, pero aun así es de tan solo el 3%. Es decir, con este valor es insuficiente para generar fundido parcial por descompresión (Ferrari et al., 2001); sin embargo, se deben tener en cuenta varios factores: (1) la tasa de extensión, (2) la temperatura potencial del manto, (3) el espesor de la litósfera y (4) la duración de la extensión (Bown & White, 1995). Además, variaciones en la tasa de extensión pueden aumentar la formación de fundido parcial, a comparación de una tasa constante (Bown & White, 1995). Futuras simulaciones que estudien estos parámetros ayudarían a determinar si es posible o no la formación de magmas por descompresión en esta zona de México, lo que sería muy importante para corroborar o refutar esta hipótesis.

6. CONCLUSIONES

La temperatura de los pulsos térmicos astenosféricos fue uno de los factores más importantes para que estos lograran ascender hasta superficie. A valores mayores de diferencia térmica entre los pulsos y el manto circundante (ej: $\Delta T = 200$ K), más modelos fueron exitosos con respecto a los que tenían valores menores (ej: $\Delta T = 130$ K), independientemente del radio de los pulsos y de la tasa de extensión tectónica horizontal. Las temperaturas con valores de $\Delta T < 100$ K permitieron que la anomalía térmica llegara hasta la corteza superior, pero en ningún caso alcanzaron la superficie de la placa continental. El valor mínimo donde se logró que los pulsos térmicos se emplazaran en la superficie fue de $\Delta T = 100$ K. La relación entre el radio de los pulsos térmicos y la tasa de extensión tectónica horizontal mantuvo una tendencia lineal; a medida que uno de los valores aumentaba, el valor del otro podía disminuir manteniendo resultados exitosos en las simulaciones. La necesidad de un mínimo de tres pulsos térmicos separados por intervalos de tiempo para formar una estructura volcánica de estas dimensiones, asociada a una anomalía térmica astenosférica, refleja que es indispensable para que los primeros formen zonas debilidad, que los siguientes seguirán para lograr el ascenso hasta superficie. El número total de pulsos puede variar dependiendo de sus radios, temperaturas e intervalo de tiempo entre ellos, por lo que con más de tres pulsos también fue posible alcanzar la superficie de la corteza. El $\Delta T \geq 100$ y la ubicación del slab apuntan a una anomalía térmica profunda.

La extensión tectónica horizontal establecida en los modelos se observa perpendicularmente a la trinchera Mesoamericana en la FVTM desde el Mioceno Superior por medio de fallas normales activas asociadas a la compensación isostática del arco debido al retroceso del slab de Cocos. Esto habría facilitado la formación de la Caldera Volcánica Los Humeros como sucedió en las simulaciones. La tasa de extensión mínima obtenida que permitió el ascenso exitoso del magma a superficie fue de 4 mm/año para un perfil de 200 km de largo con temperaturas de $\Delta T = 150$ K, mientras que con un $\Delta T = 100$ K se logró con un valor mínimo de 4,5 mm/año. Es importante tener en cuenta que la mayoría de estas simulaciones duraron entre 1 y 2,5 millones de años dependiendo de los valores de entrada, mientras que la extensión que ha experimentado la FVTM abarca un rango más amplio de tiempo (Mioceno Superior – Actualidad). Seguramente las tasas de extensión reales tendrán valores menores a las aquí mostrados, de todas formas, estas ayudan a entender la relación directa entre la extensión y el ascenso de magma a superficie para formar una estructura del tamaño del CVLH en una zona tan alejada del slab de Cocos. Además, la

presencia de un basamento con fallamiento preexistente habría permitido la existencia de conductos que usaron los magmas en su ascenso.

La localización del CVLH en un área donde el slab de Cocos se encuentra tan profundo (aproximadamente 380 km) hace complejo entender el origen de los magmas; sin embargo, basados en estudios sismológicos que muestran acumulación horizontal de fundido parcial bajo la Faja Volcánica Transmexicana, se podría interpretar que los magmas ascendieron en zonas donde el slab subducido está a menor profundidad y desde ahí migraron lateralmente hasta alcanzar conductos que le permitieron ascender a superficie, lo cual explicaría la formación de la caldera en una zona tan alejada de la trinchera y del slab de Cocos con una firma geoquímica de subducción. No obstante, aún no se entiende como podría haber ocurrido este mecanismo, probablemente debido a un fuerte contraste reológico y heterogeneidades en la corteza que habrían provocado esta migración. La ubicación cercana del CVLH a una ventana astenosférica, localizada entre la placa de Cocos Central y la placa de Cocos Sur, hace más complejo su origen geodinámico, ya que es posible que los pulsos térmicos encadenados puedan tener un origen por debajo el slab y se propagaron por la ventana astenosférica, generando fundido parcial en la cuña del manto.

Una serie de varios factores explicarían el origen geodinámico del CVLH. Este se atribuye a pulsos térmicos astenosféricos debido al ascenso de isotermas profundas (incluso desde debajo del slab) debido a una inestabilidad generada por el detachment y posterior retroceso del slab, junto con la presencia de una ventana astenosférica. Además, como consecuencia del retroceso del slab se dieron las condiciones necesarias de presión y temperatura para fundir parcialmente sedimentos del slab, lo cual explicaría la firma geoquímica encontrada en las rocas caldéricas y postcaldéricas. El fundido parcial al llegar al Moho habría migrado horizontalmente hasta alcanzar zonas de debilidad (conductos), que en conjunto con el espesor de la corteza y la extensión presente en el arco habrían permitido su ascenso a superficie y la formación del CVLH. Sin embargo, se recomienda hacer futuras simulaciones para comprobar o descartar la posibilidad de que los magmas hayan podido ser generados por descompresión del manto y que la firma geoquímica esté asociada a asimilación cortical. La suma de estos factores haría del origen geodinámico de Los Humeros diferente al de los campos volcánicos del centro y del frente de la FVTM.

BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz, S., Nieto-Samaniego, Á., & Ferrari, L. (1999). Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the transmexican volcanic belt: Comment. *Geology*, 27(6), 571–572. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0571:EOSRIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0571:EOSRIT>2.3.CO;2)
- Apperson, D. (1991). Stress Fields of the Overriding Plate at Convergent Margins and Beneath Active Volcanic Arcs. *Science*, 254, 670–678.
- Atwater, T., Stock, J., & Atwater, T. (1998). Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States : An Update Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States : An Update. *International Geology Review*, 40, 375–402. <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>
- Auth, C., & Harder, H. (1999). Multigrid solution of convection problems with strongly variable viscosity. *Geophysical Journal International*, 137, 793–804.
- Ayala Estrada, R. (1984). *Esfuerzo Y Deformacion En Dos Dimensiones*. Facultad de Ingeniería Mecánica y Eléctrica, Universidad Autónoma de Nuevo León, Monterrey, Nuevo León.
- Ayers, J. C., Dittmer, S. K., & Layne, G. D. (1997). Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0-3.0 GPa and 900-1100°C, and application to models of subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 381–398.
- Baumgardner, J. R. (1985). Three-dimensional treatment of convective flow in the Earth's mantle. *Journal of Statistical Physics*, 39, 501–511.
- Bercovici, D. (2007). Mantle dynamics. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on geophysics* (Vol. 7).
- Berner, H., Ramberg, H., & Stephanson, O. (1972). Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15, 197–218.
- Billen, M., & Hirth, G. (2007). Rheologic controls on slab dynamics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, 1–24.
- Bittner, D., & Schmeling, H. (1995). Numerical modelling of melting processes and induced diapirism in the lower crust. *Geophysics*, 123, 59–70.
- Bown, W., & White, S. (1995). Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), 18011–18029.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, F. J., & Phinney, D. L. (1995). Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16), 3331–3350. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00215-L](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00215-L)
- Brun, J. P., Oncken, O., Weissert, H., & Dullo, C. (2009). *Frontiers in Earth Sciences Series* (S. Lalleman & F. Funicello (eds.); Vol. 6, Issue 2). Springer.
- Campos-Enriquez, J., & Arredondo-Fragoso, J. (1992). Gravity study of Los Humeros caldera complex , Mexico : Structure and associated geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49, 69–90.

- Campos-Enriquez, J., & Garduño-Monroy, V. (1987). The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico. *Geothermics*, 16(5–6), 539–554. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(87\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0375-6505(87)90038-1)
- Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Riggs, N. R., Ort, M. H., Zimmer, B. W., Willcox, C. P., & Branney, M. J. (2012). Recent explosive volcanism at the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *The Geological Society of America*, 0025(05), 83–113. [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(05\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(05)).
- Carrasco-Núñez, G., Dávila, P., Jicha, B., Bernal, J. P., Giordano, G., & Hernández, J. (2018). Reappraisal of Los Humeros Volcanic Complex by New U/Th Zircon and 40Ar/39Ar Dating: Implications for Greater Geothermal Potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 132–149. <https://doi.org/10.1002/2017GC007044>
- Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., & Vargas, V. (2017). Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, 67(January 2018), 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.01.001>
- Carrasco-Núñez, G., López-Rojas, M., Ort, M., Riggs, N., Zimmer, B., & León, L. (2014). Contrasting eruptive styles of late Pleistocene-to-Holocene monogenetic volcanism from maars to domes in the Serdán-Oriental basin, eastern Mexican Volcanic Belt. *5th International Maar Conference*, 1–33. <https://doi.org/10.5007/1984-784x.2013v13n19p100>
- Carrasco-Núñez, G., Mccurry, M., Branney, M., Norry, M., & Willcox, C. (2018). Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intra-Plinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124(11), 1793–1809. <https://doi.org/10.1130/B30501.1>
- Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L., & Capra, L. (2010). Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1–4), 209–224. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.010>
- 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, 7741–7759. <https://doi.org/10.1029/2018JB015783>
- Cavazos-Álvarez, J. A., & Carrasco-Núñez, G. (2020). Anatomy of the Xáltipan ignimbrite at Los Humeros Volcanic Complex; the largest eruption of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106755. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106755>
- Chakraborty, S. (2012). *Module 1: The equation of “continuity” Lecture 1: Equation of Continuity*. Department of Chemical Engineering, IIR Kharagpur.
- Clauser, C., & Huenges, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock Physics and Phase Relations, AGU Reference Shelf 3*, AGU, Washington, DC., 105–126.
- Condie, K. C. (2005). *Earth as an Evolving Planetary System*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-088392-9.50002-5>
- Condie, K. C. (2016). *Earth as an Evolving Planetary System (Third)*.

- Corbo-Camargo, F., Arzate, J., Fregoso, E., Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Yutsis, V., Herrera, J., & Hernández, J. (2020). Shallow structure of los humeros (LH) caldera and geothermal reservoir from magnetotellurics and potential field data. *Geophysical Journal International*, 666–675. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa338>
- Créon, L., Levresse, G., Carrasco-Núñez, G., & Remusat, L. (2018). Evidence of a shallow magma reservoir below Los Humeros volcanic complex : Insights from the geochemistry of silicate melt inclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 88(May), 446–458. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.09.017>
- Daignieres, M., Fremond, M., & Friaa, A. (1978). Modele de type Norton-Hoff généralisé pour l'étude des déformations lithosphériques (exemple: la collision Himalayenne). *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Séances de l'Academie de Sciences*, 268B, 371–374.
- Davies, D., Davies, J., Bollada, P., Hassan, K., Morgan, K., & Nithiarasu, P. (2013). A hierarchical mesh refinement technique for global 3-D spherical mantle convection modelling. *Geoscience Modeling Development*, 6, 1095–1107. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-1095-2013>
- Demant, A., & Robin, C. (1975). Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista Inst. Geol. UNAM*, 75(1), 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.365>
- Demant, Alain. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. In *Revista mexicana de ciencias geológicas* (Vol. 2, Issue 2, pp. 172–187).
- Demant, Alain. (1981). Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. In *Revista mexicana de ciencias geológicas* (Vol. 5, Issue 2, pp. 217–222).
- Demets, C., & Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318, 119–159.
- Duretz, T., May, D. A., Gerya, T. V., & Tackley, P. J. (2011). Discretization errors and free surface stabilization in the finite difference and marker - in - cell method for applied geodynamics: A numerical study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7), 1–26. <https://doi.org/10.1029/2011GC003567>
- Ekaterinaris, J. A. (2005). High-order accurate , low numerical diffusion methods for aerodynamics. *Progress in Aerospace Sciences*, 41, 192–300. <https://doi.org/10.1016/j.paerosci.2005.03.003>
- Ferrari, L. (2004). *Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico*. 1, 77–80. <https://doi.org/10.1130/G19887.1>
- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquare, G., & Tibaldi, A. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33(1), 91–105.
- 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*, 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrari, L., Petrone, C., & Francalanci, L. (2001). *Generation of oceanic-island basalt – type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback , asthenosphere infiltration , and variable flux melting*. 6, 507–510.

- Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1984). Eruption Rates and Compositional Trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8511–8524.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Galland, O. (2012). Experimental modelling of ground deformation associated with shallow magma intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 317–318, 145–156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.017>
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., Arce, J. L., Layer, P. W., Santoyo, M. Á., & Lermo-Samaniago, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acozulco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 240–255. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.005>
- Geertsma, J., & DeKlerk, F. (1969). A rapid method of predicting width and extent of hydraulically induced fracture. *Journal of Petroleum Technology*, 21, 1571–1581.
- Geertsma, J., & Haafkens, R. (1979). A comparison of the theories for predicting width and extent of vertical hydraulically induced fractures. *Journal of Energy Resources Technology*, 101, 8–19.
- Gerya, T. (2010). *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling*. Cambridge University Press.
- Gerya, T., & Yuen, D. A. (2007). Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 163, 83–105.
- Gómer-Tuena, A., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Straub, S. M., & Ortega-Gutíe, F. (2007). *Geochemical Evidence for Slab Melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt*. 48(3), 537–562. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl071>
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Goldstein, S. L., Ortega-Gutíe, F., & Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8), 1–33. <https://doi.org/10.1029/2003GC000524>
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*, 183, 153–181. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*.
- Grossmann, C., Roos, H.-G., & Stynes, M. (2005). *Numerical Treatment of Partial Differential Equations* (Third). Springer.
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A., & Izquierdo-Montalvo, G. (2010). Review and Update of the Main Features of the Los Humeros Geothermal Field, Mexico. *World Geothermal Congress*, 25–29.
- Hamblin, W. K., & Christiansen, E. H. (2004). *Earth's dynamic systems*. 790. <https://doi.org/10.1007/s13398-014-0173-7.2>

- Henry, C. D., & Aranda-Gomez, J. J. (1992). The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20(8), 701–704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Henshaw, W. D. (2005). On multigrid for overlapping grids. *SIAM Journal of Scientific Computing*, 26(5), 1547–1572.
- Hofmeister, A. M. (1999). Mantle values of thermal conductivity and the geotherm from phonon lifetimes. *Science*, 283, 1699–1706.
- Holder, R. M., Viete, D. R., Brown, M., & Johnson, T. E. (2019). Metamorphism and the evolution of plate tectonics. *Nature*, 572(7769), 378–381. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1462-2>
- Hsieh, P. A. (2009). Fundamentals of Rock Mechanics. In *Geofluids* (Vol. 9, Issue 3). <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2009.00251.x>
- Jeanloz, R., & Morris, S. (1986). Temperature distribution in the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 377–415.
- Johnson, M. C., & Plank, T. (1999). Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(12). <https://doi.org/10.1029/1999GC000014>
- Kameyama, M., Kageyama, A., & Sato, T. (2008). *Multigrid-based simulation code for mantle convection in spherical shell using Yin – Yang grid*. 171, 19–32. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.025>
- Keondzhyan, V. P., & Monin, A. S. (1977). Continental drift and large-scale wandering of the Earth's pole. *Physics of the Solid Earth*, 13, 760–772.
- Keondzhyan, V. P., & Monin, A. S. (1980). Compositional convection in the Earth's Mantle. *Dokladi Akademii Nauk SSSR*, 253, 78–81.
- Kusznir, N. J. (1984). Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Geophysical Journal International*, 79(2), 513–538.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404, 237–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- Lucci, F., Carrasco-núñez, G., Rossetti, F., Theye, T., White, J. C., Urbani, S., Azizi, H., Asahara, Y., Giordano, G., Geologiche, S. S., Tre, U. R., & Murialdo, L. S. L. (2020). *Anatomy of the magmatic plumbing system of Los Humeros Caldera (Mexico): implications for geothermal systems*. 125–159.
- Manea, M., Manea, V., Ferrari, L., & Orozco-Esquivel, T. (2019). Delamination of sub-crustal lithosphere beneath the Isthmus of Tehuantepec, Mexico: Insights from numeric modelling. *Journal of Geodynamics*, 129(September 2017), 262–274. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.09.002>
- Manea, V., Manea, M., & Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039>
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., & Brandle, J. L. (1999). Tectonics and volcanism

- of Sierra Chichinautzin: Extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1–2), 125–150. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00085-2)
- Marsh, B. (1978). On the cooling of ascending andesitic magma. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 288, 611–625.
- McAdoo, D. C., Caldwell, J. G., & Turcotte, D. L. (1978). On the elastic-perfectly plastic bending of the lithosphere under generalized loading with application to the Kuril Trench. *Geophysical Journal International*, 54(1), 11–26.
- Mcdonough, J. M. (2009). LECTURES IN ELEMENTARY FLUID DYNAMICS : Physics , Mathematics and Applications. In *Analysis*.
- Melgar, D., & Perez-Campos, X. (2011). Imaging the Moho and Subducted Oceanic Crust at the Isthmus of Tehuantepec , Mexico , from Receiver Functions. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1449–1460. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0199-5>
- Melrose, J., Perroy, R., & Careas, S. (2015). Notes on Fluid Dynamics. *Statewide Agricultural Land Use Baseline 2015*, 1, 1–28. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Miner, J. W., & Toksöz, M. N. (1970). Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75, 1397–419.
- Morgan, P., & Phillips, R. J. (1983). Hot spot heat transfer: Its application to Venus and implications to Venus and Earth. *Geophysics*, 88, 8305–8317.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(2460), 1–16.
- Nieto-Samaniego, Á., Alaniz, S., & Ortega-Gutiérrez, F. (1995). Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 1–8.
- Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Corbo-Camargo, F., Lermo, J., Hernández, J., Castro, C., Bonini, M., Montanari, D., Corti, G., Moratti, G., Piccardi, L., Chavez, G., Zuluaga, M., Ramirez, M., & Cedillo, F. (2019). The structural architecture of the Los Humeros volcanic complex and geothermal field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381, 312–329. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.06.010>
- Norini, G., GropPELLI, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., & Pellicoli, C. (2015). Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex : Implications for volcano structure and geothermal exploration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 221–237. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.014>
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T., & Manetti, P. (2007). Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt : Slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Science Direct*, 93, 149–174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.006>
- Pardo, M., & Suarez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 12357–12373. <https://doi.org/10.1029/95jb00919>

- Pérez-Campos, X., Kim, Y. H., 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), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL035127>
- Pinkerton, H., & Stevenson, R. J. (1992). Methods of determining the rheological properties of magmas at subliquidus temperatures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *53*, 47–66.
- Ranalli, G. (1995). Rheology of the Earth. In *Chapman and Hall* (Second).
- Rayleigh, L. (1883). Investigations of the character of an incompressible heavy fluid of variable density. *Proceedings of the London Mathematical Society*, *14*, 170–177.
- Rodríguez, S. R., Morales-Barrera, W., Layer, P., & González-Mercado, E. (2010). A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *197*(1–4), 149–166. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.003>
- Schaaf, P., & Carrasco-Núñez, G. (2010). Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *197*(1–4), 108–122. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.016>
- Schmid, C., Goes, S., Van der Lee, S., & Giardini, D. (2002). Fate of the Cenozoic Farallon slab from a comparison of kinematic thermal modeling with tomographic images. *Earth and Planetary Science Letters*, *204*(1–2), 17–32. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00985-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00985-8)
- Schmidt, M. W., & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *163*, 361–379.
- Schmidt, M. W., & Poli, S. (2002). Petrology of subducted slabs. *Annu. Rev. Earth Science*, *30*, 207–235.
- Schubert, G., Turcotte, D., & Olson, P. (2004). *Mantle convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press.
- Sheth, H. C., Torres-Alvarado, I. S., & Verma, S. P. (2010). *Beyond Subduction and Plumes: A Unified Tectonic-Petrogenetic Model for the Mexican Volcanic Belt Beyond Subduction and Plumes: A Unified Tectonic-Petrogenetic Model for the Mexican Volcanic Belt*. 6814. <https://doi.org/10.1080/00206810009465129>
- Singh, S. K., & Pardo, M. (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, *20*, 1483–1486.
- Smyth, J. R., Frost, D. J., Nestola, F., Holl, C. M., & Bromiley, G. (2006). Olivine hydration in the deep upper mantle: Effects of temperature and silica activity. *Geophysical Research Letters*, *33*(L15301), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL026194>
- Stein, S., & Wysession, M. (2002). *An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure*.
- 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*, *117*(B05303), 1–16.

<https://doi.org/10.1029/2011JB008631>

- Suter, M., Martínez, M. L., Legorreta, O. Q., & Martínez, M. C. (2001). Quaternary intra-arc extension in the Central Trans-Mexican volcanic belt. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(6), 693–703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2)
- Suter, M., Quintero, O., & Johnson, C. A. (1992). Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: 1. The Venta de Bravo fault. *Journal Geophysics*, 97, 11983–11993.
- Tackley, P. J., & Xie, S. (2003). Stag3D: A code for modeling thermo-chemical multiphase convection in Earth's mantle. *Proceedings Second MIT Conference on Computational Fluid and Solid Mechanics*, 1–5.
- Takada, A. (1989). Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks. *Volcanology*, 52, 118–126.
- Takada, A. (1994). The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 99, 563–573.
- Taylor, G. (1950). The instability of liquid surfaces when accelerated in a direction perpendicular to their planes. *Proceedings of the Royal Society of London Series A*, 201, 192–196.
- Torrance, K. E., & Turcotte, D. L. (1971). Thermal convection with large viscosity variations. *Journal of Fluid Mechanics*, 47, 113–125.
- Turcotte, D., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics* (Second). Cambridge University Press.
- Turcotte D., & Schubert, G. (2014). *Geodynamics* (Third). Cambridge University Press.
- UPMC. (1972). *The finite difference method* (pp. 79–92). Universidad Pierre y Marie Curie (UPMC).
- Urrutia-Fucugauchi, J., & Flores Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomaly and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38, 176–194.
- Van de Zedde, D. M. A., & Wortel, M. J. R. (2001). Shallow slab detachment as a transient source of heat at midlithospheric depths. *Tectonics*, 20(6), 868–882.
- van Wyk de Vries, B., Márquez, A., Herrera, R., Granja Bruña, J. L., Llanes, P., & Delcamp, A. (2014). Craters of elevation revisited: Forced-folds, bulging and uplift of volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 76(11). <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0875-x>
- Verma, S. P. (1983). Magma genesis and chamber processes at Los Hornos caldera, Mexico-Nd and Sr isotope data. *Nature*, 302, 52–55.
- Wang, K. (2007). Elastic and Viscoelastic Models of Crustal Deformation in Subduction Earthquake Cycles. In T. Dixon & J. Moore (Eds.), *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* (pp. 1–46). Columbia University Press.
- Weinberg, R. B., & Schmelling, H. (1992). Polydiapirs: multiwavelength gravity structures. *Journal of Structural Geology*, 14, 425–436.
- Weston, B. (2000). *A Marker and Cell Solution of the Incompressible Navier-Stokes Equations for Free Surface Flow*. The University of Reading.

- Yáñez García, C., & Casique Vázquez, J. (1980). *Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, México.*
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., & Gehrels, G. E. (1991). Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0817:ISOTAC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0817:ISOTAC>2.3.CO;2)
- Yang, W., & Baumgardner, J. R. (2000). A matrix-dependent transfer multigrid method for strongly variable viscosity infinite Prandtl number thermal convection. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 92, 151–195. <https://doi.org/10.1080/03091920008203715>
- Zhong, S. J., Yuen, D. A., Moresi, L. N., & Knepley, M. G. (2015). *Numerical Methods for Mantle Convection* (7th ed.). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00130-5>