



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estudio geodinámico comparativo
de los domos de sal en dos
ambientes de deposición
distintos: México y Rumanía**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

José Jorge Caracheo González

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Marina Manea



Ciudad Universitaria, CD. MX., 2022

A mi adorada familia.

Agradecimientos

A mis amados padres por su apoyo incondicional, cariño, amor y educación, a mi amada hermana por su compañía y por cada vivencia, a mis abuelos por sus valiosísimas enseñanzas.

A todos y cada uno de mis maestros, de cada una de las etapas escolares, por toda su paciencia y entrega, su devoción por la enseñanza me acompañará el resto de mi vida.

A mis queridos amigos y compañeros, con todos y cada uno de ustedes he aprendido algo, su recuerdo estará conmigo por siempre, gracias por las alegrías y experiencias vividas.

A los doctores Marina y Vlad Manea y a la doctora Iuliana Armas, gracias por la oportunidad, mi eterna gratitud, *mulțumesc mult*.

Al Mtro. Bernardo Amador por su ayuda y por su paciencia.

A Christiane por animarme a seguir adelante.

A todos y cada uno, gracias infinitas, gracias por creer en mí.

“No intentaré explicarlo; porque todo el asunto es completamente inexplicable. Pero lo verás y juzgarás por ti mismo. Entonces descubrirás que la ciencia geológica está todavía en su infancia y que estamos condenados a iluminar el mundo”.

Julio Verne, *Viaje al centro de la Tierra*

Índice

Resumen.....	1
1) Introducción	3
La importancia de los diapiros de sal.....	3
Síntesis histórica de Rumania y México.....	7
Generalidades sobre los diapiros de sal	8
2) Marco teórico.....	10
Cuencas salinas en el mundo	10
Ambientes de deposición de evaporitas y condiciones tectónicas y climáticas:	10
Los montes Cárpatos.....	13
Zona de pliegues de los Cárpatos orientales (<i>Eastern Carpathian bend zone</i>).	15
La sal en los Cárpatos rumanos.....	17
Historia del estudio de la tectónica salina en los Cárpatos.....	17
Resumen: Montes Cárpatos.....	19
Cuenca de La Popa	20
Formación de la cuenca de La Popa.....	21
Falla temprana de Pangea: 210-150 Ma	23
Tectónica salina en la cuenca de La Popa.....	25
Diapiro El Papalote.....	26
Comparación entre los diapiros El Gordo y El Papalote	29
Modelo general para el diapirismo pasivo	30
Resumen: Cuenca de La Popa	33
3) Tectónica salina.....	36
Soldaduras de sal	36
Soldadura de sal La Popa.....	37
Resumen	38
Dinámica de los domos de sal.....	39
Deformación por medio de la tectónica	40
4) Metas y objetivos	41
5) Planteamiento del problema	42
6) Simulaciones numéricas geodinámicas.....	42
Generalidades de modelado geodinámico	42
Medio continuo:.....	42
Esfuerzo y deformación (distorsión)	45
Ecuación de momento:.....	45
Reología de las rocas:.....	46
Mallas:	46
Ecuación de advección:	49

Ley de Fourier de conducción de calor:	49
7) Simulaciones numéricas para producir diapiros de sal.	50
<i>Modelos con una anomalía inicial de tipo gaussiano.</i>	51
Modelos con varias temperaturas en la base de la capa de sal.	60
Modelos con diferentes espesores de capa de sal.	65
Modelos con diferentes viscosidades de la capa de sal.	69
8) Conclusiones y Direcciones a futuro	78
<i>Análisis de resultados:</i>	78
<i>Conclusión:</i>	82
<i>Direcciones a futuro:</i>	85
9) Referencias	86
<i>Bibliografía</i>.....	89

Resumen

Los diapiros de sal son formaciones geológicas que aparecen en el subsuelo y que se forman a través de millones de años. Dichas formaciones ocurren debido a la diferencia de densidad entre la sal y la roca que la rodea: la diferencia de densidades hace que la sal penetre a través de los estratos de mayor densidad y que, por consiguiente, la sal ascienda hacia la superficie. A dicho fenómeno se le conoce como diapirismo.

La importancia de los domos salinos, estructuras que son consecuencia del diapirismo, radica en que debido a la impermeabilidad de la sal y a la deformación asociada al ascenso de estas estructuras, los domos salinos se vuelven excelentes trampas petroleras con importantes reservas a nivel mundial. Por ello, es importante conocer las condiciones que dominan el desarrollo de los domos de sal así como su evolución y ambientes de formación.

Si se considera al subsuelo como un medio continuo, y que, por medio de las ecuaciones de momento, segunda ley de Newton, y la ecuación de conservación del calor, además de un enfoque euleriano de la materia, se pueden crear modelos que muestren parte de la evolución de los domos salinos. Siendo así, es que gracias a estos modelos se pueden conocer parte de los parámetros que influyen en la formación de los domos.

Por tanto, en este trabajo se concluye que algunos de los parámetros determinantes que condicionan la formación y ascensión del diapiro son: el ancho y la altura de la anomalía Gaussiana, la viscosidad de la sal, la temperatura y el espesor de la capa de sal.

Abstract

Salt diapirs are geological formations that appear in the subsurface and are formed over millions of years. Such formations occur due to the density difference between the salt and the surrounding rock. The density difference causes the salt to penetrate throughout the strata and, therefore, the salt rises to the surface in a process known as diapirism.

The importance of salt domes, structures that form because of diapirism, lies on the fact that due to the impermeability of the salt and the deformation associated with the ascent of these structures, salt domes become excellent oil traps, with important reserves. Therefore, it is important to know the conditions that dominate the development of salt domes as well as their evolution and formation environments.

If the subsurface is considered as a continuum and by means of the momentum equations, Newton's second law and the heat conservation equation, in addition to an Eulerian approach to matter, models showing the evolution of salt domes can be created, and thanks to them, the parameters that influence the formation of the domes can be calculated.

In this work it is concluded that some of the parameters that determine the formation and ascent of the diapir are the width and height of the Gaussian anomaly, the viscosity of the salt, the temperature, and the thickness of the salt layer.

1) Introducción

La importancia de los diapiros de sal

Las diversas estructuras salinas y en particular los diapiros representan un gran interés económico, tanto por su carácter de fuentes de suministro de materia prima para la industria, así como la relación de estas estructuras con otros recursos, en especial los hidrocarburos, cuya importancia es indiscutible. Los diapiros de sal son una masa de sal, la cual fluye con un comportamiento dúctil (en tiempo geológico) y que se encuentra en discordancia con la sobrecarga encajonante (Mrazec, 1907). En el Sureste de México existen numerosos campos petroleros asociados con estructuras salinas (Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2014, 2015). Algunos de ellos ya han sido abandonados debido al agotamiento de las reservas, ejemplos de estos son, Jáltipan, San Cristóbal, Soledad, Tecuanapa y Concepción, cuyo descubrimiento ocurrió en los primeros años de exploración petrolera de principios del siglo XX (Benavides García, 1983). Sin embargo, son varias las grandes provincias de hidrocarburos en el mundo que se encuentran en cuencas salinas, por mencionar algunas, el Golfo de México, el Golfo Pérsico, el mar del norte, la cuenca baja del Congo, la cuenca Campos, y la cuenca Precaspiana (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017d), (Warren, 1999) .

Además de la evidencia que otorgan sobre el comportamiento plástico de las rocas, los diapiros de sal son de suma importancia para la geología económica y estructural. Son estructuras geológicas que pueden presentar diversas formas producto de la previa formación de un diapiro. Por lo general, los diapiros salinos se forman gracias a la fuerza de empuje generada por la diferencia de densidades de la sal cuando ésta es enterrada debajo de más tipos de sedimentos (Figura 1.1). Debido a su baja densidad en comparación con las rocas adyacentes, la sal tiende a fluir hacia arriba; con lo que forma domos (i.e., la estructura formada por el levantamiento de un núcleo salino y su cobertura de capas deformadas, (Harris & Veatch, 1899)), capas, pilares y otras estructuras (Figura 1.2).

La principal importancia de los domos de sal radica en que los hidrocarburos pueden ser comúnmente encontrados alrededor de los diapiros, debido a la abundancia y variedad de trampas, como anticlinales y domos, generadas por el movimiento de los cuerpos de sal, además de que las evaporitas como la halita constituyen un sello muy efectivo para los hidrocarburos (Schlumberger, n.d.).

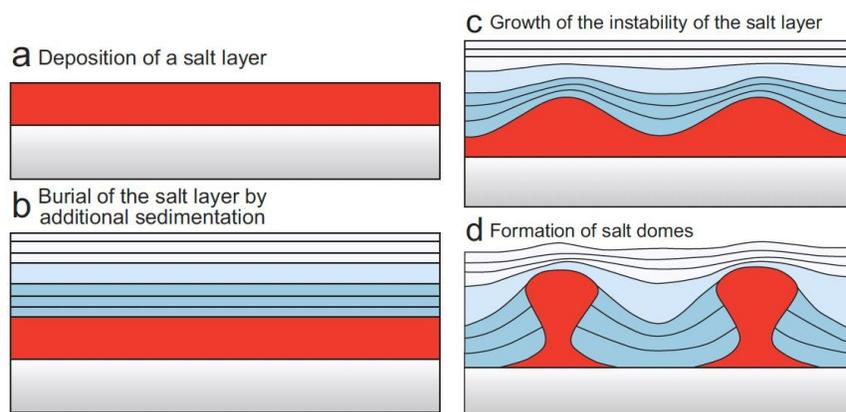


Figura 1.1. Evolución en etapas (a-d) de un domo salino, modificado de (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017f).

Otro aspecto económico de los domos es la producción de azufre. En el casquete o *cap-rock*, que se forma en la cima de algunos domos, se pueden acumular cantidades importantes de azufre. Por lo cual, se le puede explotar en escala industrial, para ello se recurre al proceso conocido como "*Frash*", que consiste, en fundir el azufre in situ calentando el casquete con agua sobrecalentada, para después extraerlo mediante pozos. (Benavides García, 1983). (Figura 1.3).

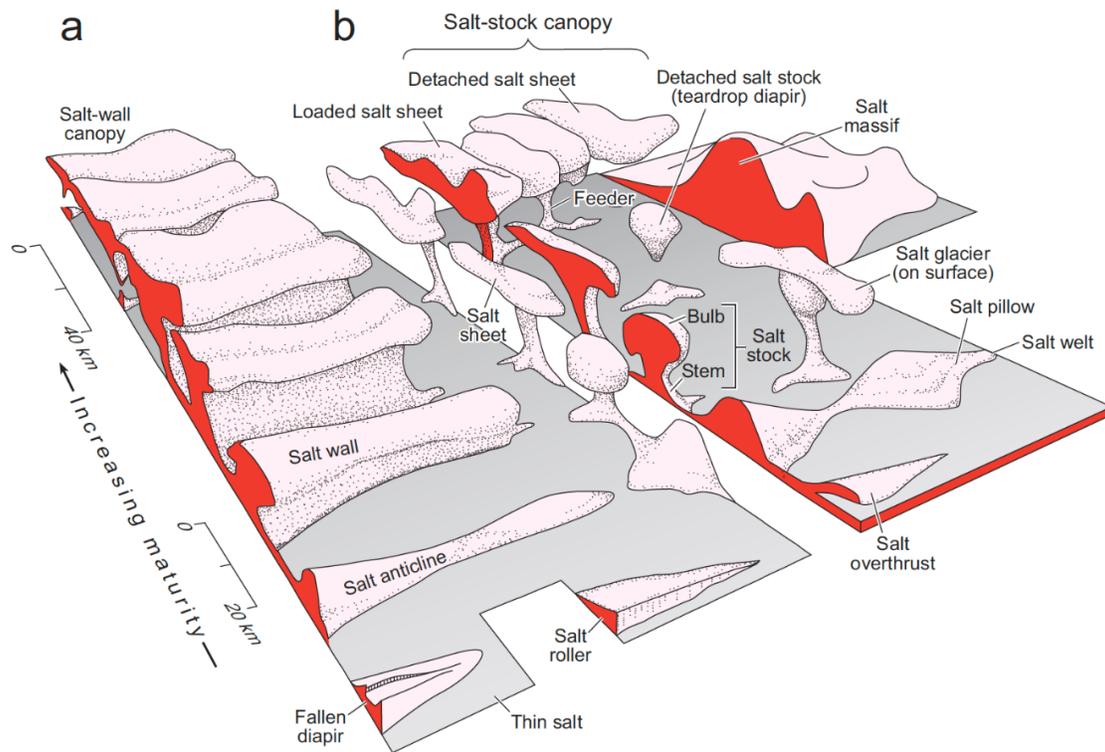


Figura 1. 2 estructuras que pueden presentar los diapiros de sal. (M. P. A. Jackson & Talbot, 1986).

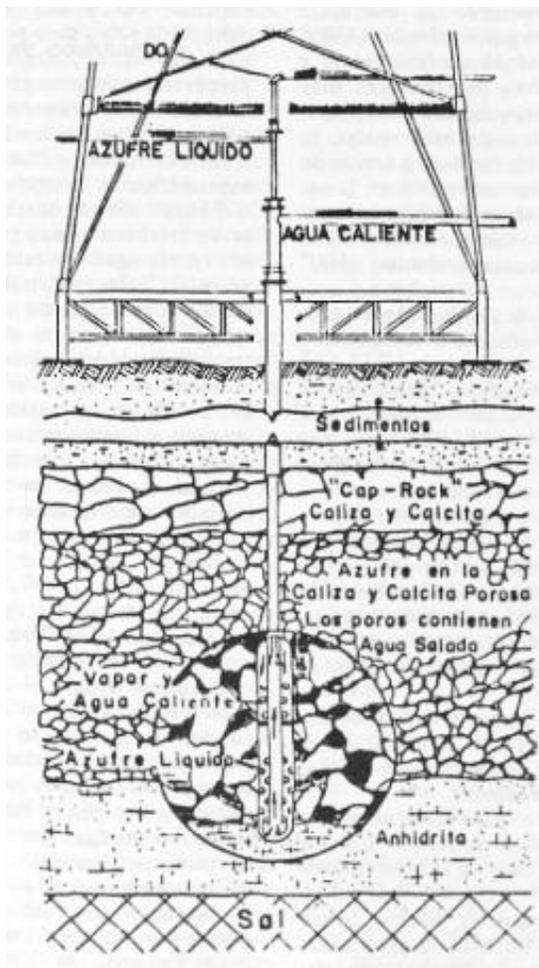


Figura 1.3. Extracción de azufre de un domo salino mediante "flash". Tomado de (Benavides García, 1983).

4,000 m.

En general, en zonas que no son tectónicamente activas, los domos de sal ocurren en superficie solamente por la diferencia de densidad, ya que la densidad de la sal es aproximadamente 2.2 gr/cm^3 , lo que la hace menos densa que a las rocas suprayacentes ($2.5\text{-}2.7 \text{ gr/cm}^3$). Sin embargo, por efecto de los movimientos tectónicos, la masa salina puede fluir a lo largo de fallas y producir una gran diversidad de diferentes tipos de estructuras. Las cuencas salinas que presentan este fenómeno conocido como diapirismo, en México son: la cuenca Salina del Istmo, la cuenca de La Popa y el Cinturón Plegado de El Perdido, así mismo en Rumania se encuentra la zona de pliegues de los Cárpatos orientales. Cabe mencionar que Rumania es el primer país del mundo que ha desarrollado la explotación de hidrocarburos asociados a formaciones salinas.

Para el fin del siglo XVIII, comenzó la explotación de petróleo en la región de Câmpana a una escala industrial, en efecto Rumania fue el primer país en el mundo en extraer petróleo a una escala industrial, con 275 toneladas extraídas solo en el año de 1857 (Vassiliou, 2018). Cabe mencionar que la extracción de petróleo en esta área data de las épocas del impero romano. Así mismo en el año de

Los domos salinos son conocidos debido a la búsqueda de azufre y aceite y esencialmente están formados de cloruro de sodio (NaCl) conocido como el mineral halita, entre otras impurezas por ejemplo la anhidrita (CaSO_4), el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot n \text{ H}_2\text{O}$) y el carbonato de calcio (CaCO_3) en forma de caliza. Generalmente los domos poseen espesores considerables, ya que en algunos casos se han atravesado profundidades de hasta 2,500 m; uno de estos ejemplos es el domo de Zanapa en Tabasco, México (López Ramos, 1982).

La extensión de estas formaciones (i.e., evaporitas) es grande, aunque geográficamente restringida. Estas sucesiones evaporíticas se depositan en cuencas cerradas en donde se concentran mares o ríos. La evaporación de las aguas de estas cuencas es lo suficientemente intensa para lograr la concentración necesaria para la precipitación de las sales solubles. Para que se obtengan grandes espesores se considera el hundimiento del fondo de la cuenca y una velocidad de depósito proporcional a la formación de sales. Cuando en la cuenca se tienen espesores grandes de sal las condiciones del ambiente varían y por consecuente, ocurre un cambio en el tipo de sedimentos, donde en algunos lugares se depositan sedimentos clásticos de espesor variable, que pueden llegar a medir más de

1646 el petróleo ya era extraído de pozos someros (*Istoria Romaniei*, 1960). En el año de 1856 fue construida la primera refinería de petróleo en el mundo, precisamente en la ciudad de Ploiesti, Rumania; seguida de la más grande y moderna refinería de petróleo de Europa, construida en la ciudad de Câmpina, también en Rumania (Vassiliou, 2018). Lo anterior no es obra de la casualidad, ya que probablemente, Rumania posee las reservas de sal más grandes de Europa (Maftai et al., 2009).

Cabe mencionar que un porcentaje importante de la producción mundial de petróleo procede de estructuras con núcleo de sal, las cuales ocasionaron el plegamiento de las unidades estratigráficas más jóvenes sin intrusionar. Además del petróleo y el gas, la mayor parte de la producción mundial de azufre, de sal y de potasio procede de este tipo de depósitos (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017d).

Los hidrocarburos se encuentran normalmente en las secuencias sedimentarias por arriba de los domos salinos, en el caso de los diapiros los hidrocarburos también se ubican en los flancos de la intrusión (Figura 1.4), debido a la abundancia y diversidad de trampas creadas por el movimiento de la sal y la asociación con los minerales evaporíticos que pueden proveer excelentes capacidades de sellado (Schlumberger, n.d.).

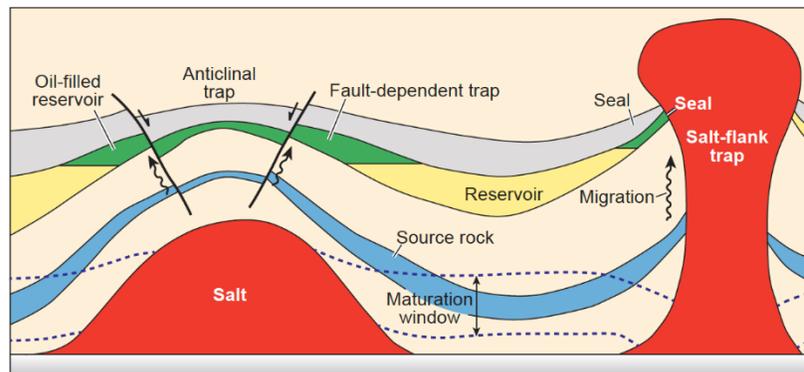


Figura 1.4. Domo salino (izquierda), diapiro (derecha) y los elementos de un sistema petrolero. Tomado de (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017c)

Los efectos de la tectónica salina van más allá que solo el atrapamiento de los hidrocarburos, ya que también actúan sobre la migración y la maduración de estos. En la mayor parte de los casos, las estructuras de sal constituyen un muy buen sello, sin embargo, cabe mencionar que las soldaduras de sal representan un camino para la fuga de los hidrocarburos (Figura 1.5), lo cual es muy importante para la comprensión del sistema petrolero en el área abarcada por la tectónica salina. La tectónica salina no solo afecta a las reservas de hidrocarburos en forma de plegamientos, fallamientos y fracturamiento, tanto la distribución del yacimiento como su diagénesis se ven influenciadas por ésta. (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017c).

Síntesis histórica de Rumania y México

En Rumania los campos petroleros están relacionados al alineamiento de diapiros de Gura Ocnitei – Moreni – Florești – Băicoi – Țintea, estos poseen una historia de producción de más de 140 años (Tămaș, 2018) (Figura 1.7).

La zona de pliegues de los Cárpatos orientales es una zona muy influenciada por la tectónica salina. el término “diapirismo” salino fue acuñado por primera vez por Ludovic Mrazec (Figura 1.6) en la tercera conferencia internacional de petróleo en 1947 (Tămaș, 2018).

Por otro lado, la relación entre los domos salinos y el petróleo eran casi desconocidos en los Estados Unidos y México hasta el descubrimiento del yacimiento petrolero de Spindletop Hill Texas, en enero de 1901 (How Salt Domes Were Created | Magna Resources Management Corporation, n.d.). Un buscador de petróleo independiente y aficionado a la geología llamado Patillo Higgins llevaba a su clase dominical a una pequeña colina ubicada en un terreno llano y que despedía un olor a azufre. Para divertir a sus alumnos, Higgins, encajaba un bastón hueco en el suelo y a través de este salía gas que al ser encendido provocaba una flama; lo anterior sembró la idea en Higgins de la existencia de un yacimiento petrolero en la zona. Después de buscar y convencer al capitán Anthony Francis Lucas, un ingeniero austrohúngaro naturalizado estadounidense proveniente de la actual Croacia, ambos comenzaron a realizar perforaciones en la zona. El 10 de enero de 1901, después de perforar a 347 m de profundidad, el pozo exhaló un chorro de más de 50 m de altura, lo que despertó un gran interés por la exploración de yacimientos similares sobre la costa del Golfo (Halbouty M.T., 2002).

En México es conocida la existencia de depósitos salinos en varias partes del país como Chihuahua,

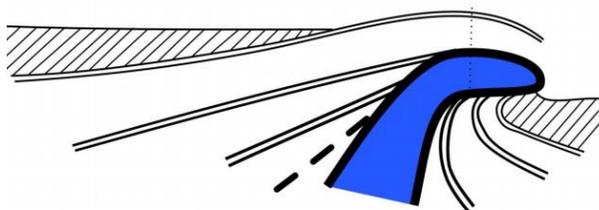


Figura 1.6. Esquema del diapiro de Moreni, modificado de Mrazec. Tomado de (Tămaș et al., 2015).

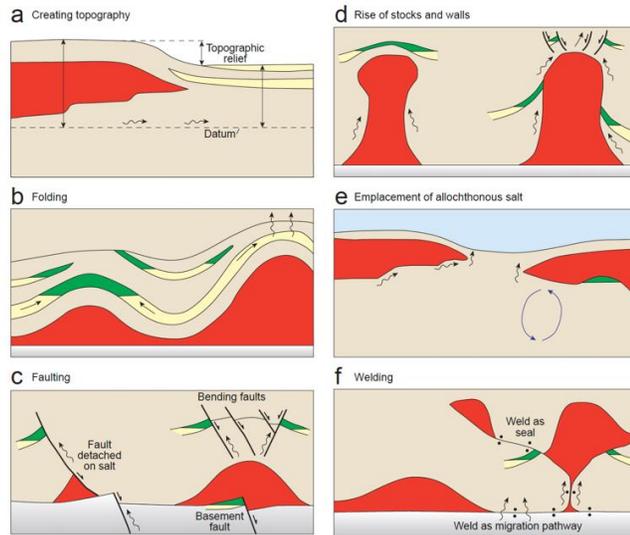


Figura 1.5 Formas en la que la sal y el diapirismo afectan al sistema petrolero (tomado de(M. P. A. Jackson & Hudec, 2017c)).

Nuevo León y el sureste: Tabasco, Chiapas, Campeche y Veracruz. Sin embargo, los depósitos de sal del norte del Istmo de Tehuantepec, ubicados en el sureste del país, son los de mayor importancia económica, así como también son los mejor estudiados. Su descubrimiento data de principios de siglo XX, con motivo de los trabajos de

exploración petrolera realizados en la región de Jáltipan-Potreriillos, Veracruz, en los años de 1902 a 1906 (Benavides García, 1983).

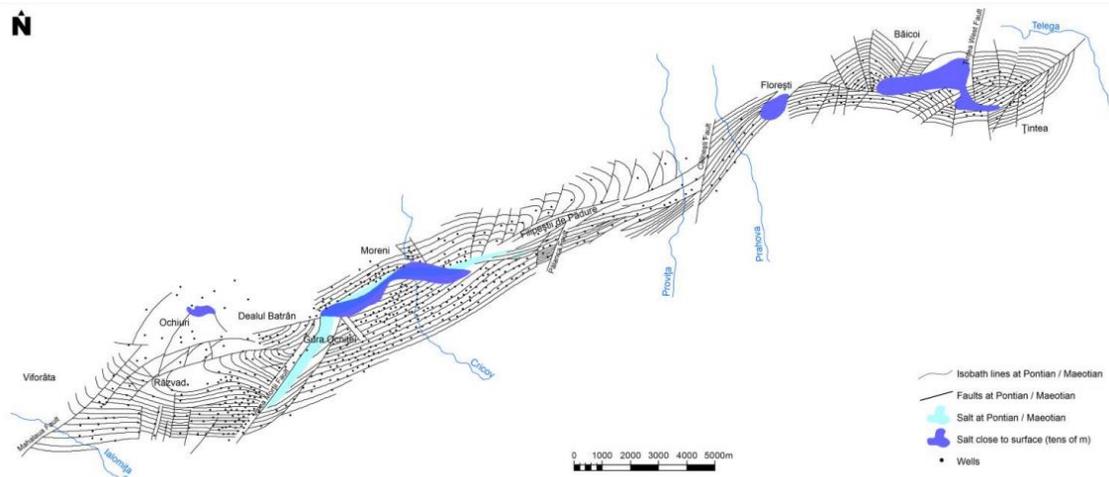


Figura 1.7. Mapa que muestra en dos tonalidades de azul la alineación de los diapiros de Gura Ocnitei – Moreni – Florești – Băicoi y Țintea, tomado de (Tămaș, 2018).

Generalidades sobre los diapiros de sal

Las cuencas salinas se encuentran generalmente en cuencas de rift y a lo largo de márgenes pasivas, como en las cuencas “*offshore*” de Brasil y de África occidental. La mayoría se forman durante la fase temprana de *post-rift*, algunas otras durante intervalos entre los episodios de rift como los que se encuentran en las cuencas de la parte norte del océano Atlántico, y solo unas cuantas puede que sean más antiguas que las fases de *rifting* principales, por ejemplo, el mar del norte, donde la sal del Pérmico es más antigua que el *rifting* ocurrido en el Jurásico y Triásico (Smith T., 2008). Los diapiros de sal son de sección más o menos circular, con diámetros hundidos en la parte columnar, desde 1 hasta 8 km; además, cuentan con su casquete correspondiente. El espesor de las columnas de sal en los flancos es bastante considerable, pasan del orden de 3,000 m, se sabe mediante la exploración sísmológica de reflexión que estas columnas de sal pueden tener un espesor de hasta más de 5,000 m. La forma de los diapiros puede ser circular, elíptica o vertical, por la parte superior es de forma cóncava, pueden tener una forma más regular, pero con recumbencia en la columna. A veces la columna puede ser más amplia en la parte superior con forma de hongo. Los sedimentos adyacentes o suprayacentes determinan el tipo de los diapiros que pueden ser de dos tipos: de penetración y de combamiento o arqueamiento. Los diapiros de penetración son aquellos en que la

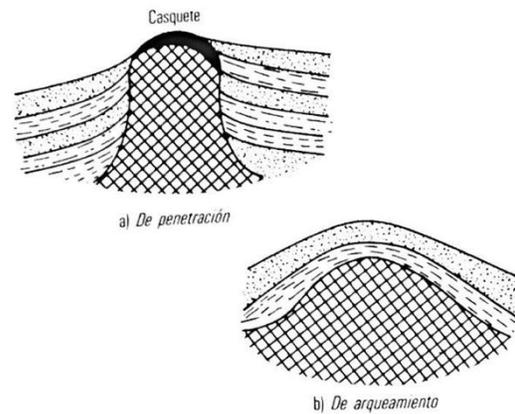


Figura 1.8. Tipos de diapiros de sal, tomado de (López Ramos, 1982).

masa salina perfora a los sedimentos a lo largo de su ascenso. Los diapiros de arqueamiento son aquellos que provocan una deformación en forma de arco a los sedimentos, sin causar una perforación en ellos (Figura 1.8). En la superficie, es posible observar el arqueamiento de los sedimentos provocado por la intrusión de la masa salina (Figura 1.9), y en algunos casos pueden encontrarse algunos relieves en la topografía característicos de este tipo de formaciones, en ocasiones la sal aflora, también ocurren casos en donde el cambio de vegetación es evidente o cuando afloran rocas más antiguas que los sedimentos suprayacentes.



Figura 1.9. El lago salado en la zona de Slanic de Prahova, en el sur de Rumania. La formación que se observa es la caverna de la novia. El lago tiene una profundidad de 7 metros y una concentración de 300% de sal. tomado de wikimedia commons.

Cuando no se observa una manifestación en la superficie los domos salinos pueden ser localizados por métodos indirectos, principalmente por sísmica de reflexión o de refracción, o por gravimetría. La gravimetría detecta la masa salina mediante la diferencia de peso específico (i.e., diferencias de densidad). En cuanto a la sección transversal de un domo, estas pueden variar mucho, por lo general, los domos salinos vistos desde una sección horizontal son horizontales o elípticos, y se encuentran asociados a fallas radiales o paralelas; dichas fallas son generalmente normales, provocadas por un régimen extensivo. En los domos salinos de arqueamiento cuando los sedimentos son deformados se produce un alargamiento de las capas, las capas superiores se desplazan hacia abajo por efecto de la gravedad. Para la formación del casquete es necesario la disolución de la masa salina debido al agua que se infiltra, lo cual disminuye el volumen, dicho volumen es posteriormente ocupado por sedimentos que se asientan sobre la masa salina, por lo que se forman depósitos que ocasionan fallas por gravedad. Para explicar el origen de los casquetes en los domos se tienen dos principales teorías, una de ellas es que en la parte superior de la cuenca salina se depositó un cierto espesor de evaporitas como anhidritas, yeso y carbonatos; después, estas evaporitas fueron cubiertas por sedimentos clásticos, mientras que la masa salina sube, esta lleva consigo parte de la anhidrita. Cabe recalcar que esta teoría puede no ser cierta, ya que las columnas de sal suelen atravesar sedimentos de gran espesor, por lo que la anhidrita se rompería. La segunda teoría establece que en la masa salina existe ya un porcentaje de anhidrita, yeso y carbonatos, cuando la masa se emplaza en cierto lugar entra en contacto con una solución de NaCl mediante las aguas percolantes, lo que ocasiona que se concentren el sulfato y el carbonato de calcio en la parte superior del domo (Lopez-Ramos, 1982).

2) Marco teórico

Cuencas salinas en el mundo

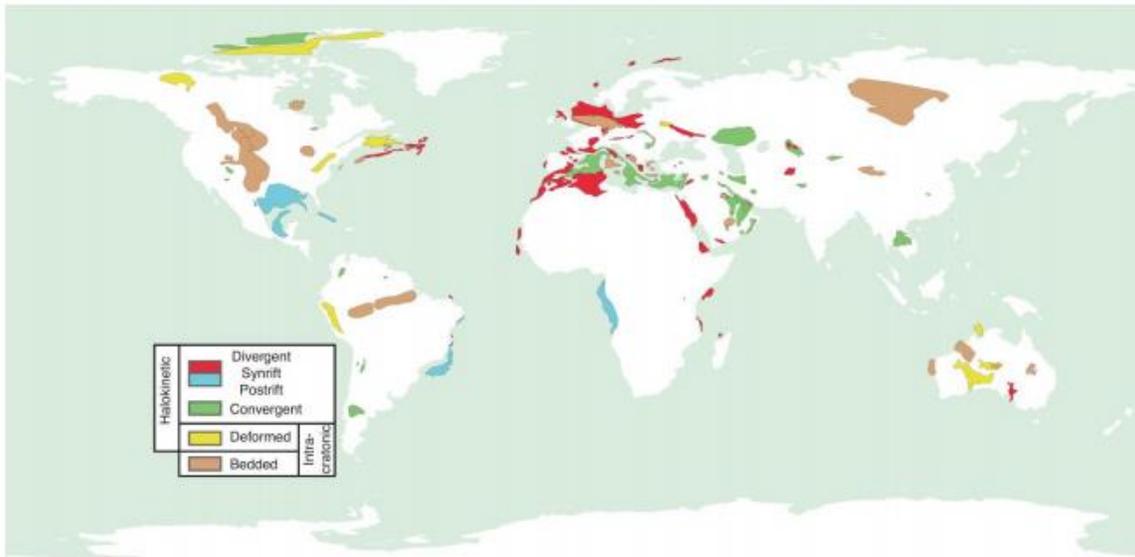


Figura 2.1. Clasificación de cuencas de evaporitas (principalmente de NaCl) ubicadas bajo un contexto de ambientes tectónicos tomada de (J. K. Warren, 2010).

Ambientes de deposición de evaporitas y condiciones tectónicas y climáticas:

Lo más importante para estudiar de la formación de domos salinos es comprender en qué condiciones se depositan las evaporitas (Figura 2.1); por lo tanto, a continuación, se hablará un poco sobre las condiciones tanto tectónicas como climáticas bajo las cuales las evaporitas se depositan.

Los grandes diapiros de sal y las capas alóctonas de sal, pueden ser formadas solo a partir de una gruesa capa fuente rica en el mineral halita (NaCl). Cuando dichas capas fuente no tienen una forma hiperbólica se

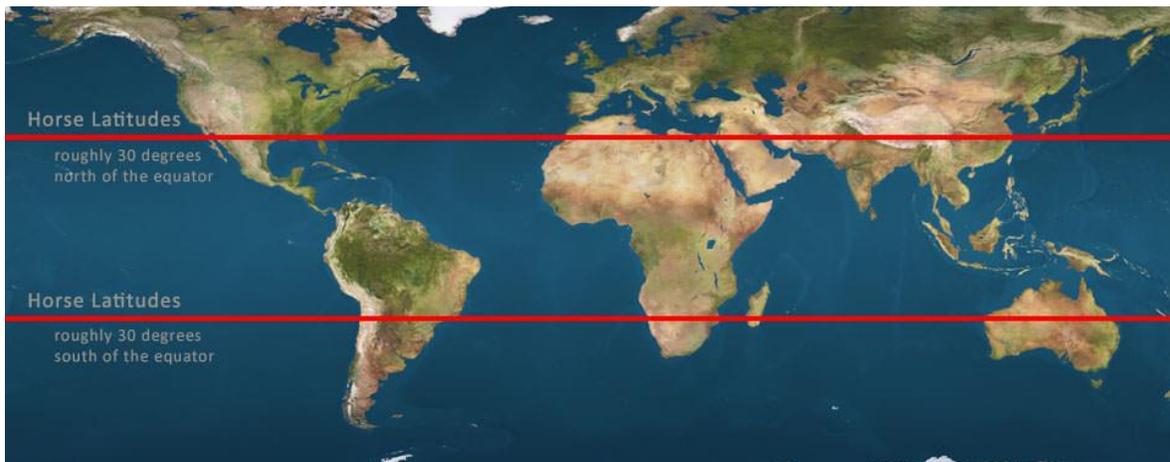


Figura 2.2. Ubicación del salar de Uyuni en la región andina de Bolivia, las manchas blancas en la figura representan una extensión de evaporitas de aproximadamente 10 085 km². Tomado de Google Earth (2020).

les conoce como gigantes salinos, mega evaporitas o también como mega halitas, esto se debe a las grandes extensiones como la sal Louann (Formación Minas Viejas, en el norte de México) del Jurásico, depositada previo a la apertura del Golfo de México (e.g., Hudec et al., 2013). Sin embargo, no existen análogos modernos a estas formaciones. Actualmente, la cuenca salina más grande en formación es el salar de Uyuni (Figura 2.2), que se encuentra a 3,660 m sobre el nivel del mar en los andes bolivianos, a pesar de su gran tamaño, esta cuenca no se compara con el tamaño de las cuencas evaporíticas antiguas más grandes que eran alimentadas por el agua marina. (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017a).

A lo largo del tiempo geológico se han formado evaporitas por la concentración de una salmuera sobre una superficie. Los depósitos de gran tamaño, grosor y extensión, en su mayoría compuestos por sal gema o anhidrita tienden a tener un origen marino y normalmente están asociados con depósitos extensos de sales de potasa. La deposición antigua de evaporitas marinas requirió de un arreglo particular de condiciones climáticas, tectónicas y eustáticas (cambios en el nivel de los océanos respecto al continente) que ya han ocurrido muchas veces en el pasado y nuevamente ocurrirán en el futuro (J. K. Warren, 2010).

Las antiguas evaporitas de origen marino normalmente poseen equivalentes del Cuaternario pero desarrolladas en menor escala, grosor, tectónica e hidrología. Cuando los mega arreglos de evaporitas estaban activos en conjunto con las condiciones climáticas e hidrológicas apropiadas, enormes cantidades de agua marina inundaban las depresiones evaporíticas que se encontraban por debajo del nivel del mar. Estos sistemas eran comunes en las regiones cuya tasa de evaporación de agua marina se encontraba al máximo nivel, dichas regiones se encontraban en el equivalente del pasado a las actuales “latitudes de caballo” (Figura 2.3) (J. K. Warren, 2010), también conocidas como alta subtropical, dichas latitudes se encuentran alrededor de 30° al norte y al sur del ecuador y se



caracterizan por vientos calmados, poca precipitación y cielos soleados (NOAA, n.d.). Sin embargo, de la misma manera que las evaporitas de origen no marino actuales, la ubicación de las evaporitas marinas del Fanerozoico en zonas de adecuada aridez se expandió hasta los cinturones ecuatoriales (J. K. Warren, 2010).

La razón de la ausencia de cuerpos salinos de gran magnitud en la actualidad se debe a dos razones principalmente, al arreglo tectónico y a los cambios paleoclimáticos de larga duración conocidos

como superciclos iglú-invernadero-invernáculo (*icehouse-greenhouse-hothouse*), (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017a). Las condiciones de *greenhouse* y *hothouse* favorecen la precipitación de mega halitas, ya que el calor hace posible una mayor salinidad, y los mares solo presentan ligeras fluctuaciones, que permiten mantener un nivel de salinidad constante mientras que en las condiciones actuales de *icehouse*; los casquetes polares ocasionan que las condiciones sean muy variables para una gran acumulación de evaporitas (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017a).

La segunda razón es que las condiciones de aislamiento hidrográfico requeridas para formar evaporitas se desarrollan mejor dentro de grandes cuencas cuando se presenta el rompimiento de un supercontinente o cuando éste se acreciona, (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017a). Las colisiones continentales crean cuencas de antearco hidrográficamente aisladas, tal es el caso de la cuenca de La Popa en México (Figura 2.4) y de los Cárpatos Muntenianos en Rumanía (Figura 2.5), mientras que cuando un supercontinente se fragmenta el proceso de rifting crea rifts hidrológicamente aislados o cuencas oceánicas someras, por ejemplo, en el Golfo de México y el Atlántico sur (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017a).

Los ambientes que más favorecen a la formación de evaporitas son aquellos de aguas someras, esto se debe a que dichos ambientes por lo general son más cálidos y proporcionalmente poseen una mayor cantidad de área de superficie por unidad de volumen de agua que las áreas de aguas profundas (J. Warren, 2006).

Conocer la ubicación de los fenómenos evaporíticos a lo largo de las cuencas dentro de un marco tectónico facilita la comprensión de dónde pueden producirse depresiones evaporíticas adecuadas de filtración marina a escala mundial en el subsuelo (J. K. Warren, 2010). La litósfera, capa sólida más externa de la Tierra, se divide en fragmentos menores y mayores, los cuales en su mayoría son relativamente estables, debido a que su interior es relativamente frío y rígido. Por otro lado, los márgenes de las placas tectónicas son zonas en donde las placas en movimiento chocan unas con otras, por lo que tienden a ser tectónicamente inestables y presentar deformación. Es en estas zonas estables en las cuales se desarrollan las evaporitas de mayor tamaño y espesor (Figura 2.1), (J. K. Warren, 2010).

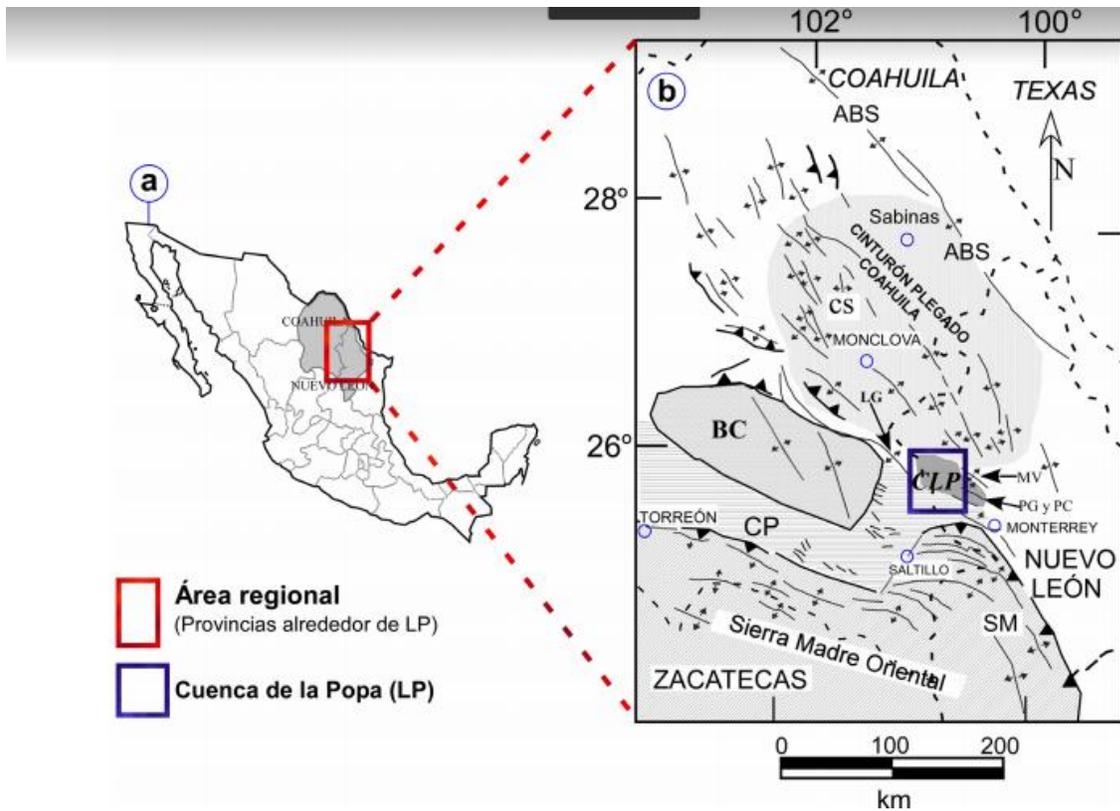


Figura 2.4. Cuenca de La Popa, ubicada dentro de los estados de Nuevo León y Coahuila. Tomado de (Tamez-Ponce et al., 2011).

Los montes Cárpatos.

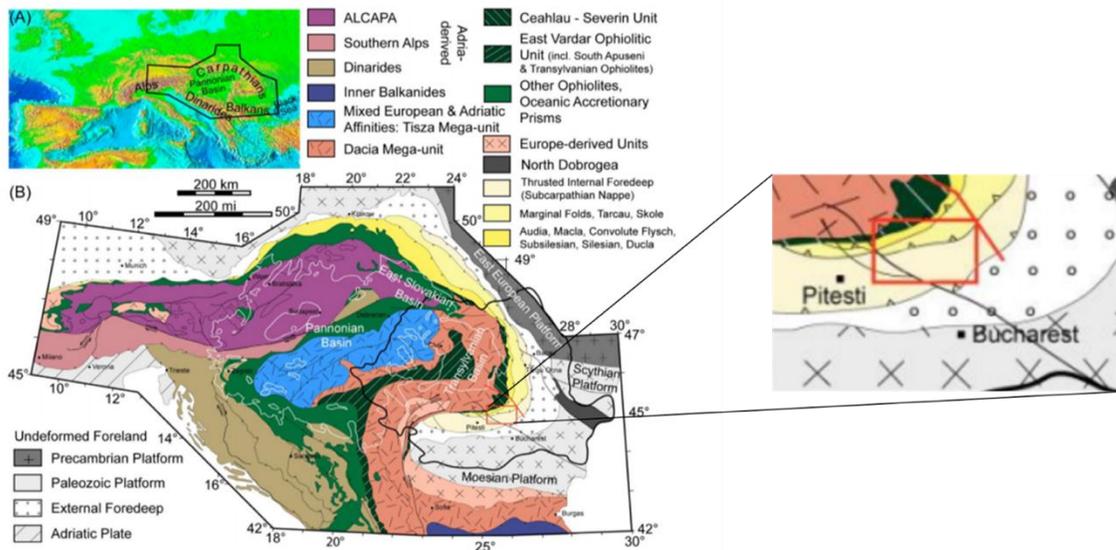


Figura 2.5. Mapa de los montes Alpinos, Cárpatos y Dináricos. Arreglo geológico de los Cárpatos rumanos, en el cuadro rojo se encierra la zona de estudio, la zona de pliegues de diapiros (DFZ) (modificado de (Tămaș, 2018)).

Los montes Cárpatos y los montes Dináridos son la continuación oriental de los cinturones de pliegues y cabalgaduras de los Alpes europeos. (Krézsek & Bally, 2006).

Estos fueron formados durante la colisión del promontorio africano con Europa (como se cita en (Krézsek & Bally, 2006)). Durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, se formaron varios sistemas de cuencas en la parte superior de las estructuras “Eo-alpinas” (Krézsek & Bally, 2006).

Los Cárpatos presentan mucho arqueamiento. El primer evento de colisión que dio lugar a la

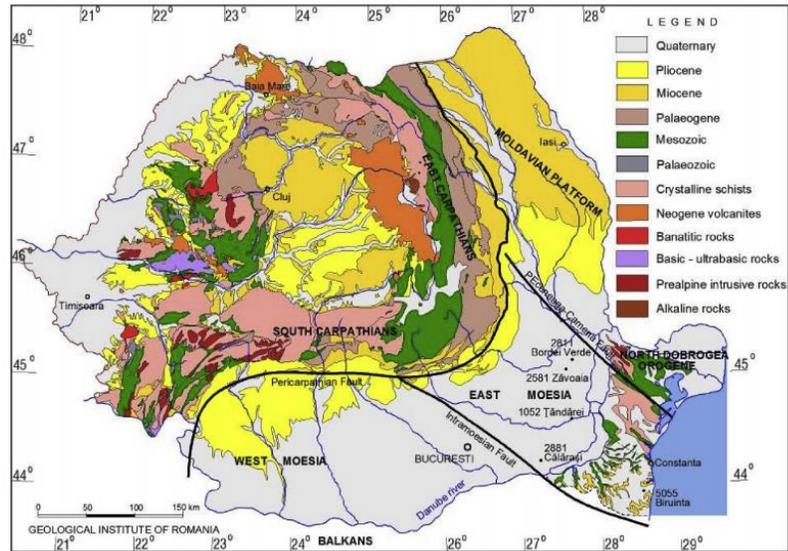


Figura 2.6. Mapa geológico de Rumania, se observa la capa moesiana y los Cárpatos. Escala 1:1000,000. Tomado de (Colțoi et al., 2016).

formación de los pliegues de los Cárpatos tuvo lugar en el Jurásico Tardío y emplazó estructuras de tipo “nappe” o napas (i.e., patrones de roca con kilómetros a decenas de kilómetros de cabalgamiento, que se forman durante procesos de formación de montañas; estas estructuras son características de casi todas las cadenas montañosas; (Frisch et al., 2010)), en la parte interior de los Cárpatos rumanos durante el Cretácico Medio.

La deformación de tipo “piel delgada” hizo que el cinturón de pliegues y cabalgaduras de los Cárpatos se trasladara sobre la plataforma moesiana (Figura 2.6). La deformación presente en los montes Cárpatos se caracteriza por un intenso cabalgamiento del basamento. Las napas del basamento afloran en la parte occidental de los Cárpatos orientales y en los Cárpatos del sur, dichas láminas forman el basamento de la cuenca de Transilvania (Tamas, 2018).

Una de las particularidades de los Cárpatos es la presencia de dos horizontes de sal miocénica distintos (Figura 2.7), la sal inferior (Burdigaliense Temprano) y la sal superior (Serravalliense Medio o Badeniense) (véase Figura 2.9) (Tămaș, 2018) estas evaporitas se depositaron originalmente en el antepaís de los Cárpatos y luego se incorporaron en las estructuras tipo napa de los Cárpatos. Mientras que la sal del Serravalliense se encuentra restringida a la cuenca antepaís de los Cárpatos, así como en la cuenca trasarco de estos, la sal inferior se distribuye en el frente de los Cárpatos (Figura 2.7) (Tămaș et al., 2015).

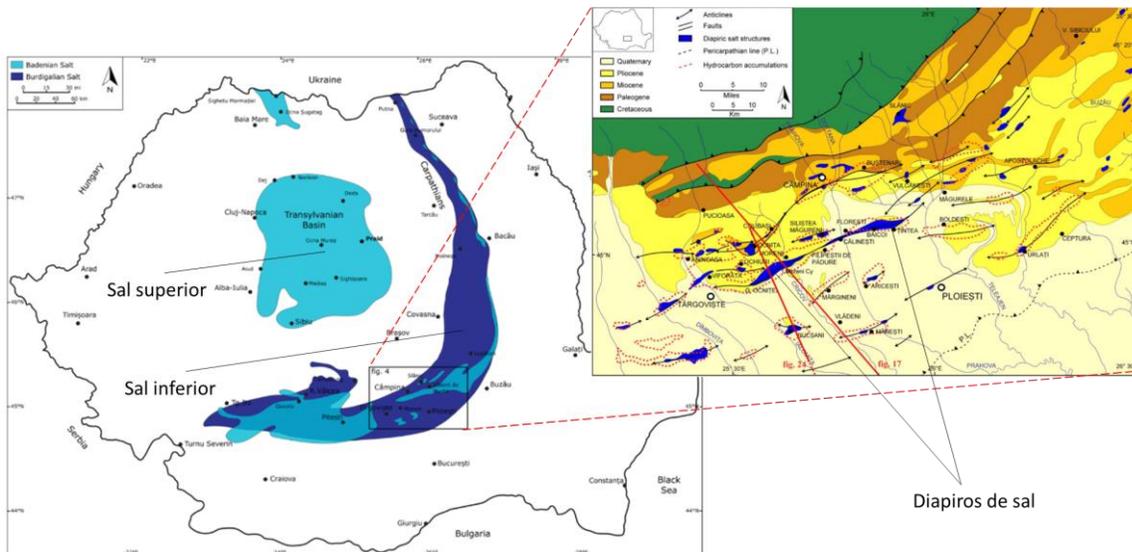


Figura 2.7. Mapa de las formaciones sal superior e inferior, en la ampliación se observan los diapiros de sal encontrados en la zona de la figura 1.8. Modificado de (Tămaș, 2018).

Zona de pliegues de los Cárpatos orientales (*Eastern Carpathian bend zone*).

La zona de pliegues de los Cárpatos Orientales forma parte del orógeno alpino altamente arqueado de los Cárpatos. Registran el cierre del Tetis Alpino, desde el Jurásico Tardío hasta el Mioceno Medio (Tămaș, 2018). La fase de deformación tardía de la región no estaba relacionada con el proceso de subducción, sino con la compresión dentro de la placa acomodada por la deformación de tipo "thick skinned" o piel gruesa, y se denomina fase Valaquiana (Hippolyte & Sandulescu, 1996). Esta fase ocurrió durante el Mioceno Tardío hasta el presente y provocó hasta 4 km de levantamiento, erosión y cabalgamiento fuera de secuencia (Tămaș, 2018).

La columna sedimentaria de la zona de pliegues nucleados por diapiros (DFZ, por sus siglas en inglés; *Diapirs Fault Zone*) (Figura 2.7), comprende localmente más de 4 km de espesor de depósitos clásticos del Cretácico al Mioceno Medio que sobreyacen una fina sucesión de evaporitas y lutitas del Mioceno Medio (Tămaș, 2018).

La sección que abarca desde el Cretácico al Mioceno Medio ha sido cubierta localmente por más de 2 km de sedimentos marinos y fluviales poco profundos del Mioceno Tardío al Cuaternario. Estos sedimentos del Mioceno Tardío al reciente cubren una importante discordancia (penillanura) formada durante la erosión continental de mediados del Mioceno y también registran las deformaciones que tuvieron lugar durante la fase Valaquiana (Figura 2.8) (Tămaș, 2018).

El desprendimiento basal en el borde frontal del cinturón de pliegues y cabalgaduras comprende un espesor de decenas de metros de sal y de lutitas del Mioceno Medio (ya que la sal del Mioceno Medio presenta un bajo espesor, no se ilustra en la Figura 2.8). Dicho desprendimiento ocasionó el desplazamiento lateral de más de 100 km del cinturón de pliegues y cabalgaduras sobre la plataforma inferior durante el proceso de deformación que tuvo lugar en el Mioceno Medio (Figura 2.8). También

han sido de suma importancia para la evolución estructural dos desprendimientos internos tipo piel delgada del cinturón de pliegues y cabalgaduras. El primer desplazamiento es del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, que comprende lutitas que desprendieron los estratos subyacentes del Oligoceno-Burdigaliense Temprano desde el Cretácico y Eoceno.

El segundo desplazamiento se debe a la sal del Intra-Burdigaliense. Dicha sal se soldó en los sinclinales, pero forma diapiros sobre la pila antiforme de cabalgamientos dobles (dúplex). La mayoría de estos diapiros alcanzan la superficie, por lo que intrusionan toda la cubierta post-tectónica (Figuras 2.7, 2.8). A diferencia de los diapiros, la sal intra-burdigaliense mide decenas de metros de espesor y delimita una parte suprayacente del Burdigaliense Tardío, débilmente deformada y plegada, de otra parte, subyacente y altamente deformada e imbricada del Oligoceno al Burdigaliense Temprano. La pila sedimentaria entera está cabalgada por encima de la sal del Mioceno Medio y de la parte de desprendimiento de lutitas de la plataforma Moesiana (Figura 2.5).

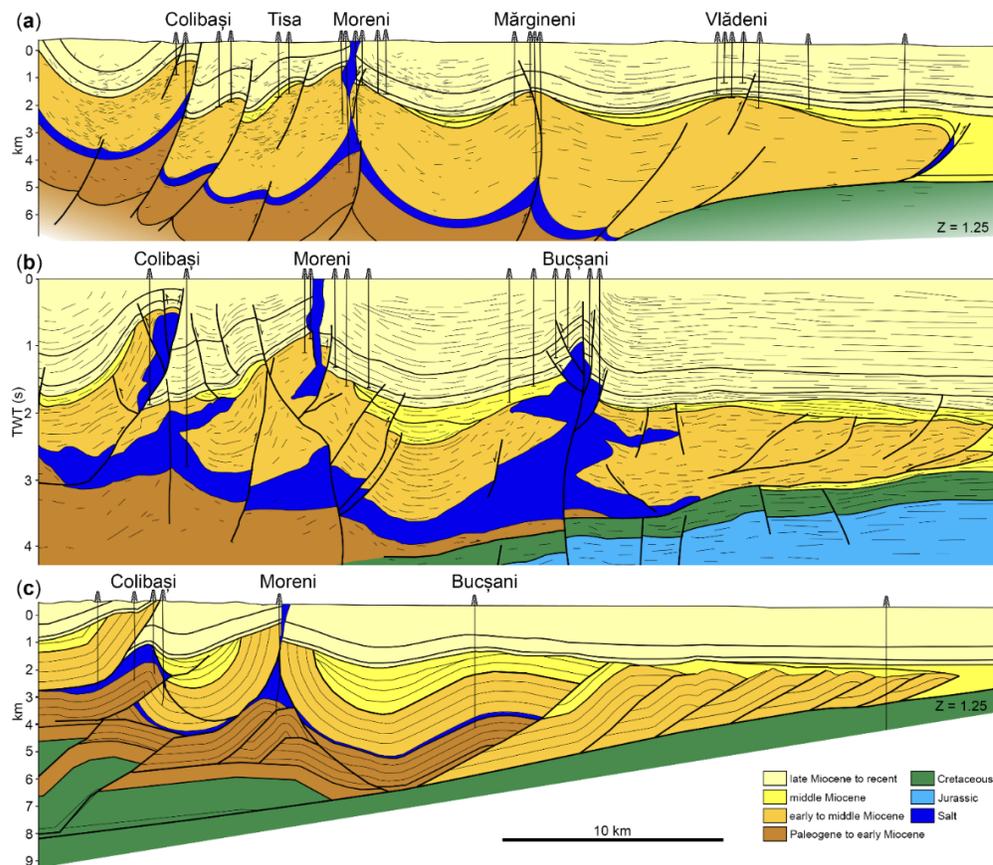


Figura 2.8. Sección transversal elaborada mediante sísmica y datos de pozo de la zona de pliegues de diapiros (DFZ). La ubicación de las secciones se indica con una línea roja en la figura 2.7. La sal del burdigaliense se indica mediante el color azul eléctrico. Tomado de Tamas et al. (2018).

La sal en los Cárpatos rumanos

En la sección geológica de la Figura 2.8 tal se ilustran los cabalgamientos orientados hacia el SE con sedimentos imbricados del Cretáceo al Burdigaliense cubiertos por una sucesión ligeramente deformada del Mioceno Medio al Plioceno. Nótese que, tal como se interpreta en la sección, los diapiros cercanos a la superficie parecen originarse en el nivel salino inferior, en el Burdigaliense. Como se puede observar, la mayoría de los diapiros no llegan a la superficie (Ștefănescu et al., 2000; Tămaș, 2018). (Ștefănescu et al., 2000) dividieron el proceso de evolución de los diapiros de la DFZ en cinco etapas, las cuales se resumen a continuación.

Acumulación: caracterizada por la depositación de la sal Burdigaliense. Etapa inicial: en donde la extensión regional del Mioceno Temprano y Medio ocasionó la elevación de los diapiros por medio del diapirismo reactivo. Fase de emplazamiento pre-napa: aquí los diapiros se elevaron pasivamente. Emplazamiento de la napa: en esta etapa la sal se comprimió y se transportó alrededor de 100 km desde su depositación debido al evento de compresión que tuvo lugar en el Sarmaciense (término utilizado en la estratigrafía regional del paratetis que corresponde al Serravalliense/Mioceno Medio) (vease Figura 2.9); Etapa del post emplazamiento de la napa: la compresión se mantuvo activa y produjo fallas inversas. La fase Valaquiana es la última fase (Hippolyte & Sandulescu, 1996; Tămaș, 2018), en esta fase ocurre compresión seguida de fallamiento tipo piel gruesa y fallas de deslizamiento, resultado de la compresión (Tămaș, 2018). Durante el plegado, los diapiros fueron comprimidos hasta adoptar su posición actual y la deformación por deslizamiento ocurrió a lo largo de los principales lineamientos del diapiro creando un desplazamiento oblicuo-deslizante (Tămaș, 2018).

Historia del estudio de la tectónica salina en los Cárpatos.

El primer concepto coherente sobre tectónica salina en Rumania fue propuesto por Posepny en 1871 como se cita en (Tămaș, 2018). Posepny describió estructuras salinas discordantes en la cuenca de Transilvania e ilustró detalles de la deformación interna de los diapiros y estructuras salinas en los sedimentos circundantes. Muchas de sus ideas siguen siendo válidas hoy en día (por ejemplo, la sal dúctil, sinclinales y láminas volcadas). A finales del siglo XIX, los importantes descubrimientos de hidrocarburos en la zona de pliegues del diapiro desplazaron el foco de atención a esta área e impulsaron a varios académicos a trabajar en los problemas de la tectónica de la sal. La mayoría de los diapiros de la zona de pliegue del diapiro se observaron perforando la cresta de los anticlinales. Ludovic Mrazec (Geólogo Rumano que acuñó el término "*diapiro*") consideró que estos "pliegues con núcleo perforante" o "pliegues del diapiro" eran el producto de fuerzas de compresión combinadas con la presión ejercida por las rocas presentes en los sinclinales que se forman junto a las almohadillas de sal, (Tămaș, 2018).

Sin embargo, Mrazec hizo varias contribuciones importantes a la comprensión de los procesos de la tectónica de la sal adelantados a su época, por ejemplo:

- El flujo de sal en la superficie se manifiesta como un flujo viscoso

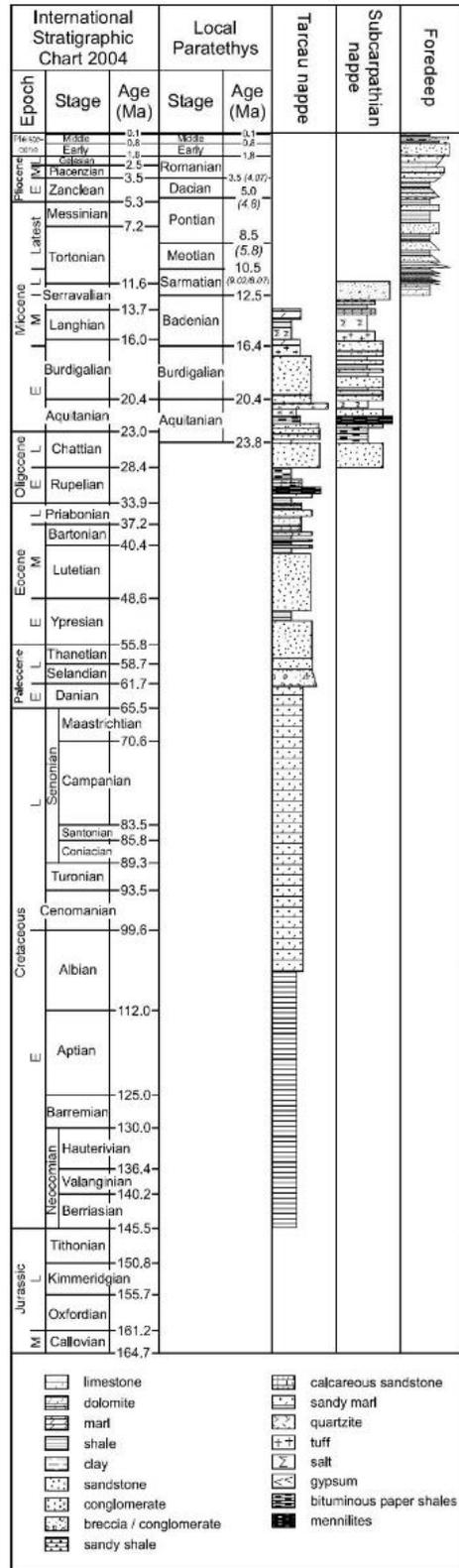
- La importancia del adelgazamiento de la sobrecarga antes de que la sal se rompa, mientras la sal asciende hacia la superficie.

- Estableció que la carga diferencial es uno de los mecanismos clave que influyen en el flujo de sal.

-Mencionó también la plasticidad de los cristales de sal durante el flujo de la masa de sal y la analogía de esto con la plasticidad del hielo y el flujo de los glaciares de hielo.

- Estableció el desarrollo de los sinclinales de borde y sus geometrías esperadas.

- Estableció también que, los diapiros de la zona de pliegues están desarraigados de la base del diapiro/domo donde se originaron inicialmente y como consecuencia su fuente de alimentación está cerrada (actualmente estas estructuras se denominan como soldaduras de sal). Hasta donde se sabe, Mrazec es el primero en mencionar este tipo de estructuras. Dados los limitados conjuntos de datos como pozos y afloramientos de la época, es digno de mención que Mrazec haya presentado un modelo de tectónica salina internamente coherente y que, inclusive hoy en día, algunos aspectos de su modelo sigan siendo válidos (Tămaş, 2018).



Resumen: Montes Cárpatos

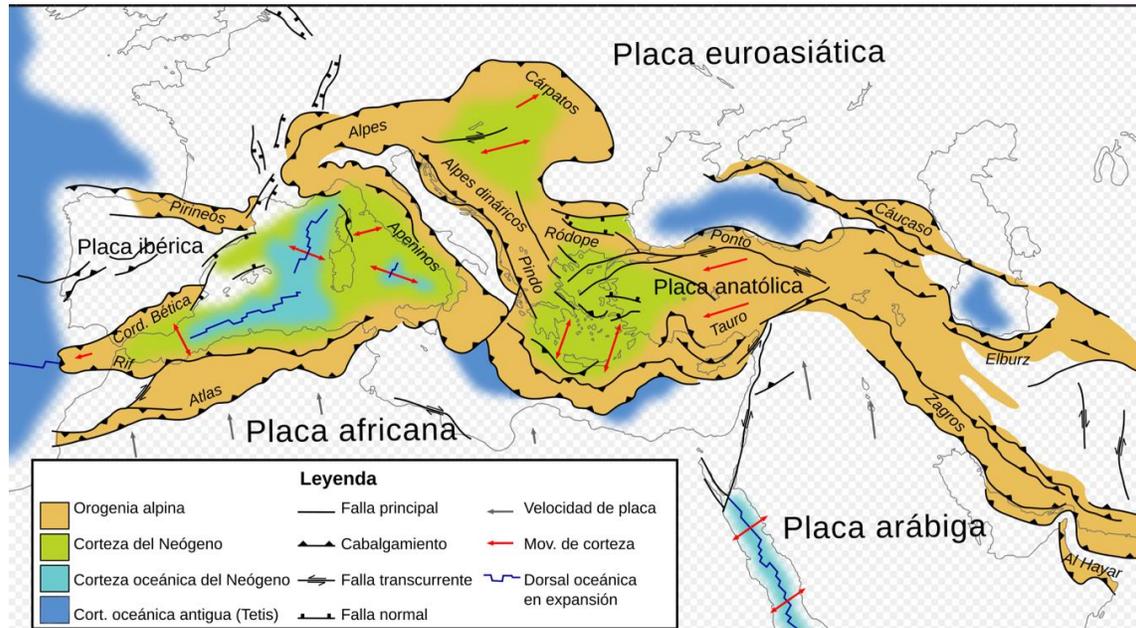


Figura 2.10. Cinturón orogénico alpino. Cadenas montañosas formadas por la orogenia alpina. Tomado de (File:Tectonic Map Mediterranean EN.Svg - Wikimedia Commons, n.d.).

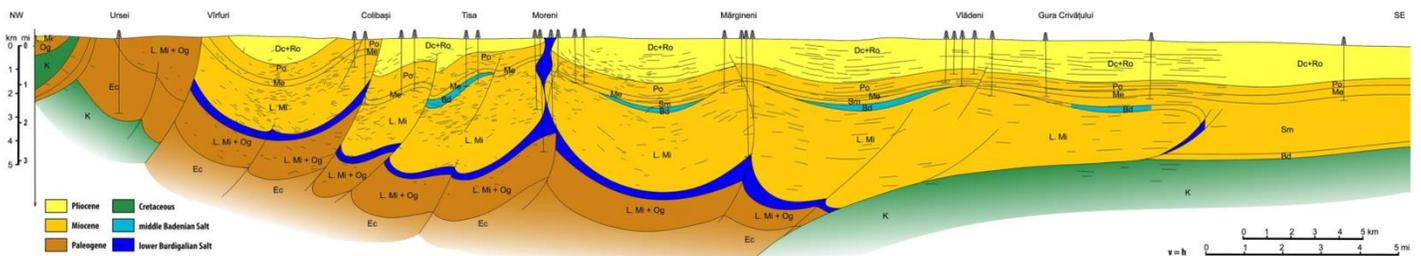


Figura 2.11. Sección geológica simplificada NO-SE a través del diapiro de Moreni, donde se muestra la estratigrafía local, K=Cretácico, Eo=Eoceno, Oc=Oligoceno, L.Mi= Mioceno Temprano, Bd=Badeniense, Sm=Sarmaciense, Me=Maeociense, Po=Pontianense, Po=Pontianense, Dc=Daciense, Ro=Romaniense. Tomado de (Tămaş, 2018) .

La formación de los Montes Cárpatos comienza con la orogenia alpina, evento orogénico que ocurrió desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano (también llamado orógeno Eo-alpino) producto del choque de África contra Eurasia, este evento continuó hacia el este donde fueron formados los Montes Cárpatos, los Montes Dináridos entre otras cadenas montañosas (Figura 2.10) conocido también como orogenia Cimmeriana. Debido a las orogenias mencionadas ocurrió el cierre del océano Tetis. Durante el Paleógeno ocurre el paroxismo de la orogenia alpina (Frisch et al., 2010). En el Mioceno Temprano ocurre el aislamiento del océano Paratetis, posteriormente en el Mioceno Medio el Paratetis se convierte en un mega-lago, durante el Burdigaliense (Figura 2.11) se depositaron evaporitas y también más tarde durante el Badeniense (Serravalinense) (Figura 2.9), del Badeniense al Sarmaciense Medio (Serravaliense) (Figura 2.9) tiene lugar un evento compresional, gracias a lo cual comenzó el diapirismo en la zona, después de la deformación de evento contraccional del Badeniense-Sarmaciense siguió una fuerte erosión que tuvo lugar durante el Maeociense Temprano (Tortonense) (Figura 2.9), después tuvo lugar otro evento contraccional desde el Maeociense (Tortonense al presente), (Tămaş, 2018).

Durante el Pontianense (Messiniense) (Figura 2.9), las contracciones de la fase valaquiana añadieron una carga extra sobre la sal del Serravaliense y por lo tanto incrementaron la tasa de ascenso de los diapiros.

La evolución de los diapiros en la DFZ se resume en seis etapas (Ștefănescu et al., 2000): (1) la acumulación consistente en la depositación de sal del Burdigaliense, (2) la fase inicial durante la extensión regional del Mioceno Temprano-Medio donde los diapiros ascendieron de manera reactiva (emplazamiento de diapiros durante procesos de adelgazamiento de la corteza, (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017b)), (3) emplazamiento pre-napa, caracterizada por un ascenso pasivo, (4) emplazamiento de la napa, cuando la sal fue comprimida y transportada de su posición original como resultado de la compresión del Sarmaciense Medio, (5) emplazamiento post-napa, aquí la compresión continuo y ocasionó fallas inversas, (6) fase valaquiana, donde la compresión de piel delgada ocasionó que los diapiros fueran exprimidos hasta su posición actual, (Hippolyte & Sandulescu, 1996), (Tămaș, 2018).

Cuenca de La Popa

La cuenca de La Popa es un pequeño depósito de sedimentos localizado en la parte delantera del cinturón de pliegues de la Sierra Madre Oriental en el noreste de México (Figuras 2.4, 2.12). En la cuenca se pueden encontrar varios afloramientos elípticos de yeso que representan reservas de sal erosionadas y una estructura muy parecida a una falla de 25 km de largo que contiene restos de yeso los cuales marcan una soldadura salina subvertical expuesta (Rowan et al., 2003).

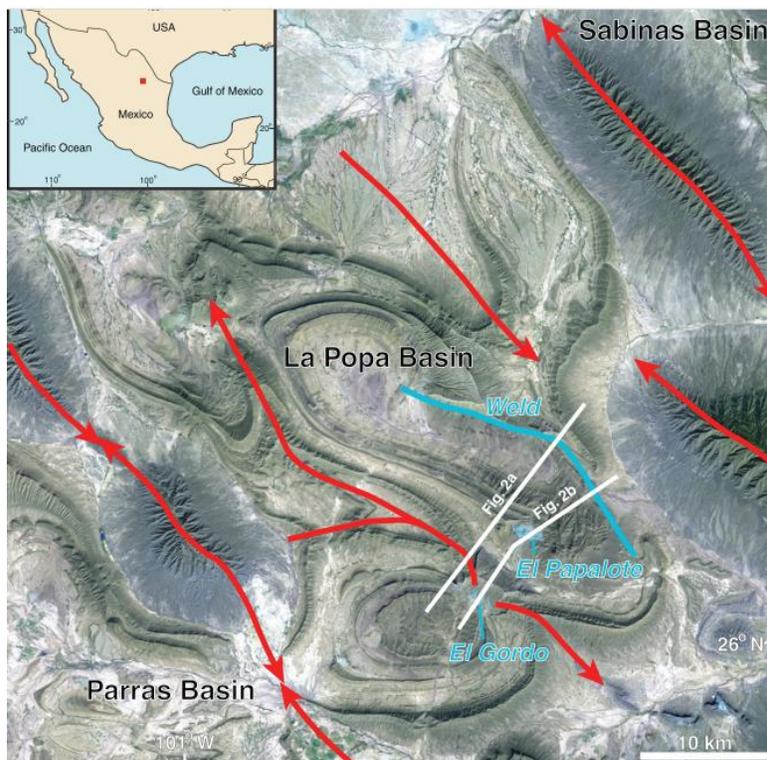


Figura 2.12. En el recuadro se observa la ubicación de la cuenca de La Popa en el noreste de México (recuadro). Los diapiros El Papalote y El Gordo y una soldadura salina vertical de 25 km se encuentran remarcados en color azul, y los rastros axiales de los pliegues de desprendimiento provocados por la orogenia mexicana están remarcados en color rojo, tomado de (Rowan et al., 2003).

Formación de la cuenca de La Popa

En el noreste de México la evolución tectono-sedimentaria está ligada de una manera muy estrecha a la apertura y desarrollo del Golfo de México (Tamez-Ponce et al., 2011), proceso que dio origen a algunos de los altos del basamento incluidos en el área de estudio como el Bloque o Isla de Coahuila, y la Isla de Monclova.

La cuenca se formó durante el rifting del Triásico-Jurásico, probablemente como una cuenca tipo “pull-apart” en un margen de deslizamiento asociado a

la separación de Norteamérica y Sudamérica y a la apertura del Golfo de México (Figura 2.13). El hundimiento que siguió a la ruptura dio lugar a una amplia deposición de evaporitas en la cuenca y en las zonas adyacentes durante el Oxfordiense (Figura 2.14). Posteriormente, siguió un período de deposición de carbonato de aguas someras a profundas, que abarca desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Figura 2.15). La cuenca se encuentra dominada por una sucesión siliciclástica de lutitas, limolitas y areniscas que van del Cretácico Tardío al Eoceno Medio, se encuentran en una cuenca de antepaís que se desarrolló al este y al norte del cinturón orogénico de la Sierra Madre Oriental. Los ambientes de depósito ocurridos a lo largo de la historia geológica de la cuenca fueron desde el prodeltáico hasta el fluvial (Figura 2.16).

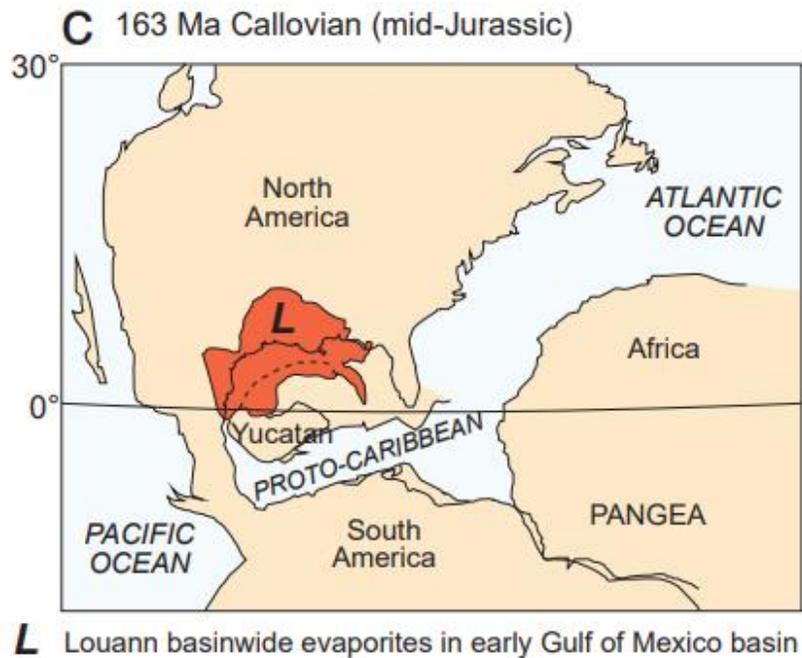


Figura 2.13. Sal Calloviense depositada en el Golfo de México. Tomado de Jackson & Hudec (2017).



Figura 2.14. Etapas de expansión del Golfo de México, a) Campaniano 74Ma, b) Messiniense 7Ma, c) Plioceno 3Ma. En tonalidades verdes los fragmentos de corteza continental, en tonalidades azules las cortezas oceánicas, en rojos la evolución de la placa de Farallón-Cocos y la dorsal del Caimán. Modificado de paleogis.com (<https://www.paleogis.com/explorers/sample-animations-images/save-time/>)

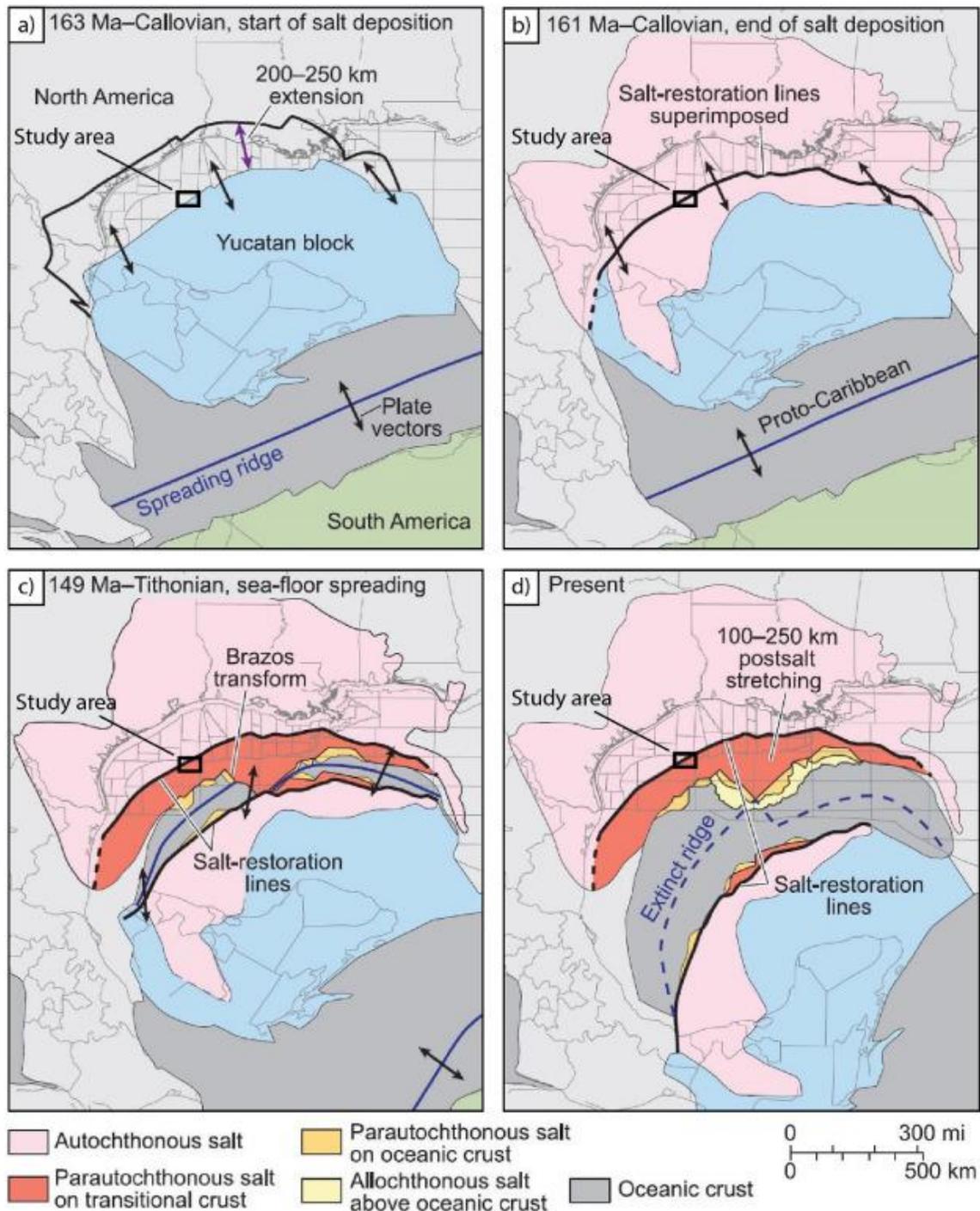


Figura 2.15. Reconstrucción paleogeográfica del Golfo de México, a) comienza la apertura del Golfo con el desplazamiento del bloque de Yucatán y como consecuencia, comienza la deposición de la sal del Calloviense; b) fin de la deposición de sal; c) creación de suelo oceánico durante el Titiense; d) configuración actual del Golfo de México. Tomado de Roelofse et al. (2020).

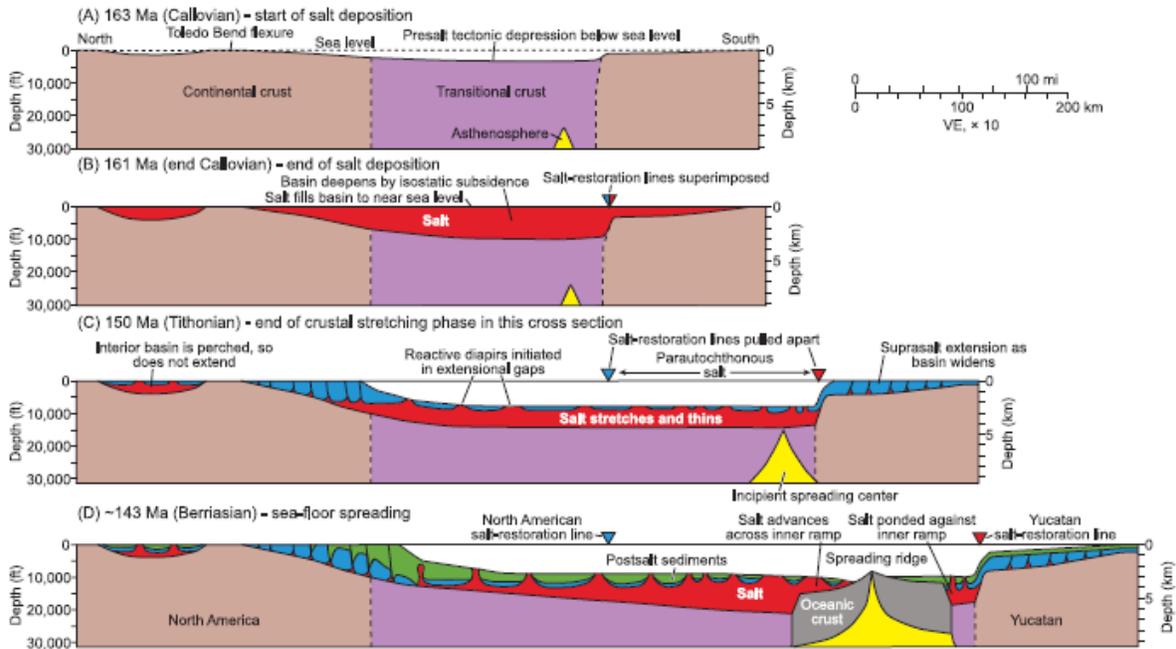


Figura 2.16. Sección esquemática de las distintas etapas de la evolución de la cuenca del Golfo de México, (tomado de Hudec et al., 2013).

Falla temprana de Pangea: 210-150 Ma

El Golfo de México se abrió cuando la microplaca de Yucatán rotó de manera antihoraria alejándose de América del Norte (Figura 2.13). La rotación culminó en una hiperextensión que exhumó rocas del manto superior y de la corteza inferior a varios kilómetros por debajo del nivel del mar (Tamez-Ponce et al., 2011). Aislada del océano Pacífico que se cerraba al oeste, del proto mar del Caribe que se abría al sur y del océano Atlántico Central que se abría al este, la profunda depresión acumuló sal de 4 a 6 km de espesor a medida que el agua marina se filtraba, formando el gigante salino más voluminoso del mundo. Con el tiempo, la deposición de evaporitas del calloviense terminó cuando las dunas eólicas enterraron la sal antes de que comenzaran las condiciones de mar abierto durante la época oxfordiana (Tamez-Ponce et al., 2011).

Geología superficial

Como se mencionó anteriormente, el área de estudio refleja en superficie una cubierta sedimentaria marina depositada entre el Jurásico Medio-Tardío y el Cretácico Tardío (Tamez-Ponce et al., 2011). La deformación que se observa en estos bloques y en muchas otras partes del noreste de México es compleja por los despegues sedimentarios sobre secuencias evaporíticas de la Formación Minas Viejas (también nombrada sal Louann), la incorporación local del basamento en la deformación, y por la reactivación de algunas fallas antiguas del basamento como la Falla San Marcos (Figura 2.17) (Tamez-Ponce et al., 2011).

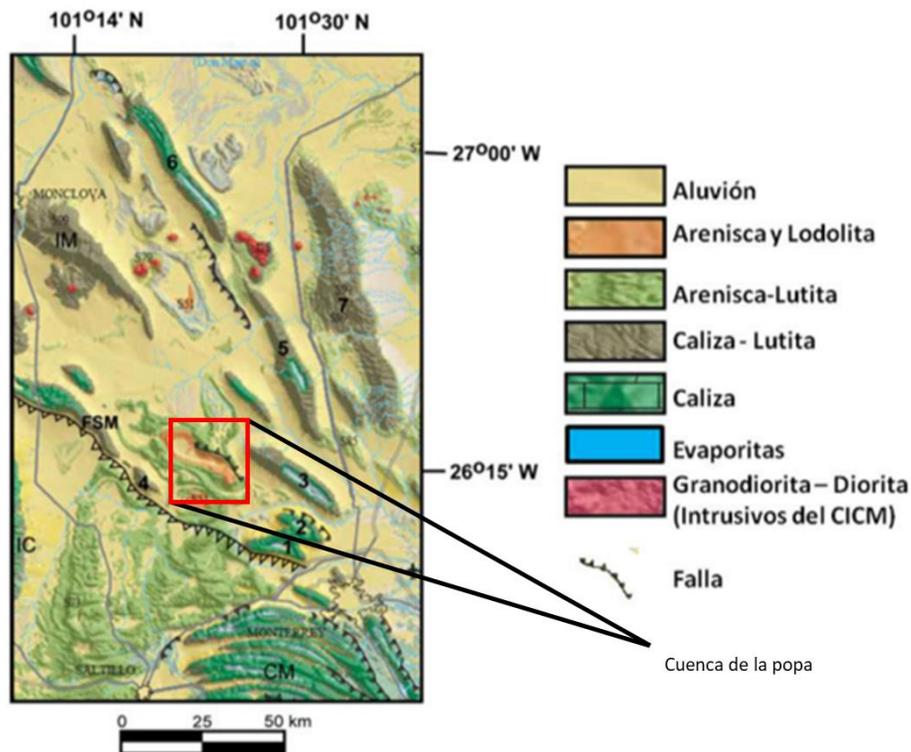


Figura 2.17. Mapa generalizado de la geología superficial de la Cuenca de La Popa y las estructuras que la rodean. Modificado de Tamez Ponce et al. (2011).

La Cuenca de La Popa es de tipo “*foreland*” (antepaís) y está localizada al frente de la Curvatura de Monterrey que a su vez forma parte de la Sierra Madre Oriental. Cabe mencionar que la Cuenca de La Popa se encuentra rodeada de otras cuencas como la Cuenca de Parras, localizada al oeste de la Curvatura de Monterrey, al sur del Bloque de Coahuila, que además colinda con la Cuenca de Sabinas en la parte norte del área. Las cuencas de La Popa y de Parras contienen rocas sedimentarias siliciclásticas de grano fino y carbonatos de agua profunda del Cretácico Tardío-Terciario Temprano. Estas unidades suprayacen a carbonatos de plataforma del Cretácico Temprano. Las rocas del Cretácico Tardío subyacen al Grupo Difunta y a la Lutita Parras. Esta secuencia se depositó al frente de la Sierra Madre Oriental durante su levantamiento producto de la orogenia mexicana (Tamez-Ponce et al., 2011).

Es importante mencionar que, la falla más importante de la zona es la Falla de San Marcos, dicha falla sugiere la ocurrencia de movimientos laterales en el Jurásico Tardío y normales en el Cretácico Temprano. Además, separa estructuralmente al Bloque de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila (Tamez-Ponce et al., 2011).

Tectónica salina en la cuenca de La Popa

Los estratos adyacentes a los diapiros que afloran en la cuenca de La Popa están constituidos por secuencias halocinéticas apiladas que consisten en paquetes de estratos adelgazados y rotados cortados por fallas birradiales. La deformación ocurre en forma de un pliegue de cubierta poco profundo sobre los flancos de los diapiros ascendentes. Los análogos del subsuelo del Golfo de México tienen geometrías de flancos de diapiros que van desde zonas similares y amplias de estratos ascendentes y adelgazados hasta estratos no deformados de espesor constante. Otras estructuras como, las lenguas salinas subhorizontales también conocidas como “*canopies*” muestran patrones similares, poca deformación y adelgazamiento del subsuelo (Rowan et al., 2003).

Para explicar la tectónica salina presente en La Popa, (Rowan et al., 2003) propone un modelo general para explicar el diapirismo pasivo y la deformación en los flancos, el cual considera: (1) tasas de flujo de sal que varían gradualmente, (2) sedimentación episódica superpuesta que resulta en un relieve batimétrico cambiante, (3) rotación de los estratos cercanos a la superficie a medida que la sal asciende y se acumula, (4) fallamiento y erosión de los estratos en el halo batimétrico empinado, y (5) superficies de deslizamiento paralelas a las capas que convergen en las discordancias y las superficies suprayacentes. Un factor primordial que influye en las geometrías de los flancos es el ancho del alto batimétrico que se extiende más allá del borde del diapiro. Esto depende en gran medida del grosor de la secuencia halocinética que se superpone al diapiro, que a su vez está controlada principalmente por la interacción entre las tasas de inflación/deflación de la sal y las tasas de sedimentación. Otros factores son la cantidad de acortamiento simultáneo, que produce una zona de deformación más amplia pero menos intensa, y la posición en el escarpe de la ruptura y la extrusión de sal. La deformación observada en la cuenca de La Popa es el resultado de la combinación de la retirada de sal/diapirismo y de la contracción regional. El acortamiento ocurrió durante el último período entre el Cretácico y el Eoceno de la orogenia mexicana mientras que el diapirismo estaba en curso, y se acomodaba principalmente por el plegado del desprendimiento de sal y la compresión lateral del cuerpo de sal que ahora representa la soldadura de sal de La Popa (Rowan et al., 2003).

Diapiro El Papalote

Geometría

El diapiro del Papalote está situado en un pliegue de la extremidad noreste entre el anticlinal de El Gordo y el sinclinal adyacente a la soldadura (Figuras 2.18 y 2.19). Una pequeña flexión de la extremidad atraviesa el diapiro, con caídas que primero se aplanan de 30-35° a unos 20°, luego se empinan hasta unos 45° antes de volver a los valores de caídas regionales (Figura 2.18). Esta flexión acomoda 200 m de acortamiento a 2 km del diapiro. Se propone que el mecanismo de deformación dominante es el deslizamiento a lo largo de las capas, que conserva la longitud y el grosor de estas. Por consiguiente, Rowan et al., 2003 emplean un nuevo algoritmo denominado deslizamiento por flexión compleja, que modela el deslizamiento a lo largo de superficies de capas no paralelas, en donde se mantienen las longitudes y los espesores de las capas individuales, aunque el deslizamiento entre capas da lugar al adelgazamiento o el engrosamiento de paquetes estratigráficos más grandes. Las superficies de deslizamiento convergen en las superficies superpuestas y en las discordancias, lo que concuerda con el deslizamiento significativo que se observa en las discordancias del diapiro El Papalote.

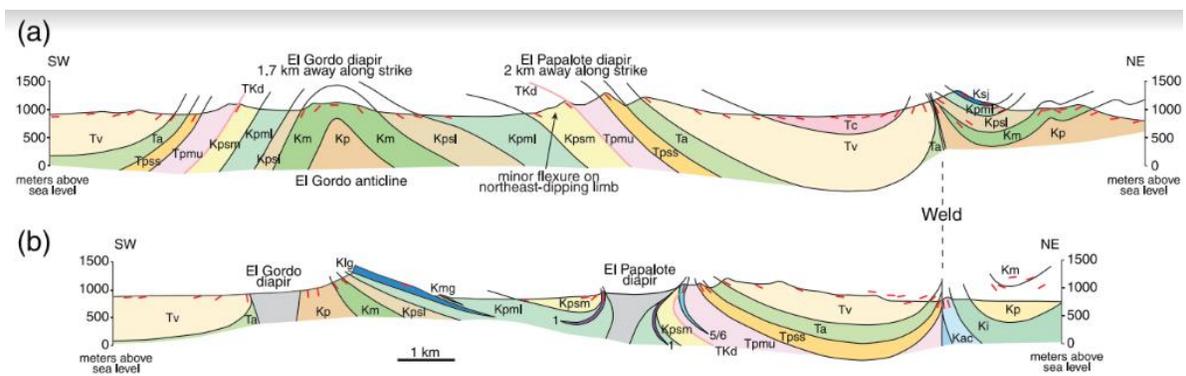


Figura 2.18. Secciones transversales en la cuenca de La Popa que muestran los estratos: Kac = lentes carbonatadas equivalentes a las formaciones Cupido, del Aptiano y Aurora del Albiano; Ki = carbonatos basales de la Formación Indidura del Cenomaniano al Santoniano; Kp = esquisto de Parras del Campaniano; Km = arenisca Maastrichtiana del Muerto; Kpsl, Kpml, Kpsm, TKd, Tpmu, y Tps = miembros de limolitas inferior, Mudstone inferior, limolitas medias, Arenisca Delgado, Mudstone superior, y Arenisca superior, respectivamente, Formación Potrerillos del Maastrichtiano al Paleoceno Ta, Tv y Tc = formaciones Adjunta, Viento y Carroza del Eoceno, respectivamente; Klg, Kmg, Ksj. Tomado de (Rowan et al., 2003).

La restauración de la Figura 2.20, esto es, la Figura 2.21, muestra que la deformación no es producto de la cizalla alrededor del diapiro, es decir, los pliegues no son pliegues de arrastre. En su lugar, se denominan pliegues de recubrimiento porque se forman por la rotación de los pliegues en forma de cuña de la sobrecarga (secuencias halocinéticas) a medida que el diapiro se infla y los estratos que lo flanquean se hunden. La sedimentación sinrotacional produce la forma de una cuña de cada secuencia halocinética. La deformación se produce en el subsuelo a profundidades someras y el plegamiento cesa con el aumento de la sepultura (Figura 2.21) (Rowan et al., 2003).

A medida que la sobrecarga gira, se debe experimentar una extensión tangencial y dividirse de la misma manera que los pétalos de una flor se separan cuando se abren. Esto produce las fallas radiales, las vetas y los diques de yeso que se ven adyacentes al diapiro El Papalote. La intensidad de esta deformación, así como el deslizamiento a lo largo de las discordancias, disminuye gradualmente lejos del diapiro (Rowan et al., 2003).

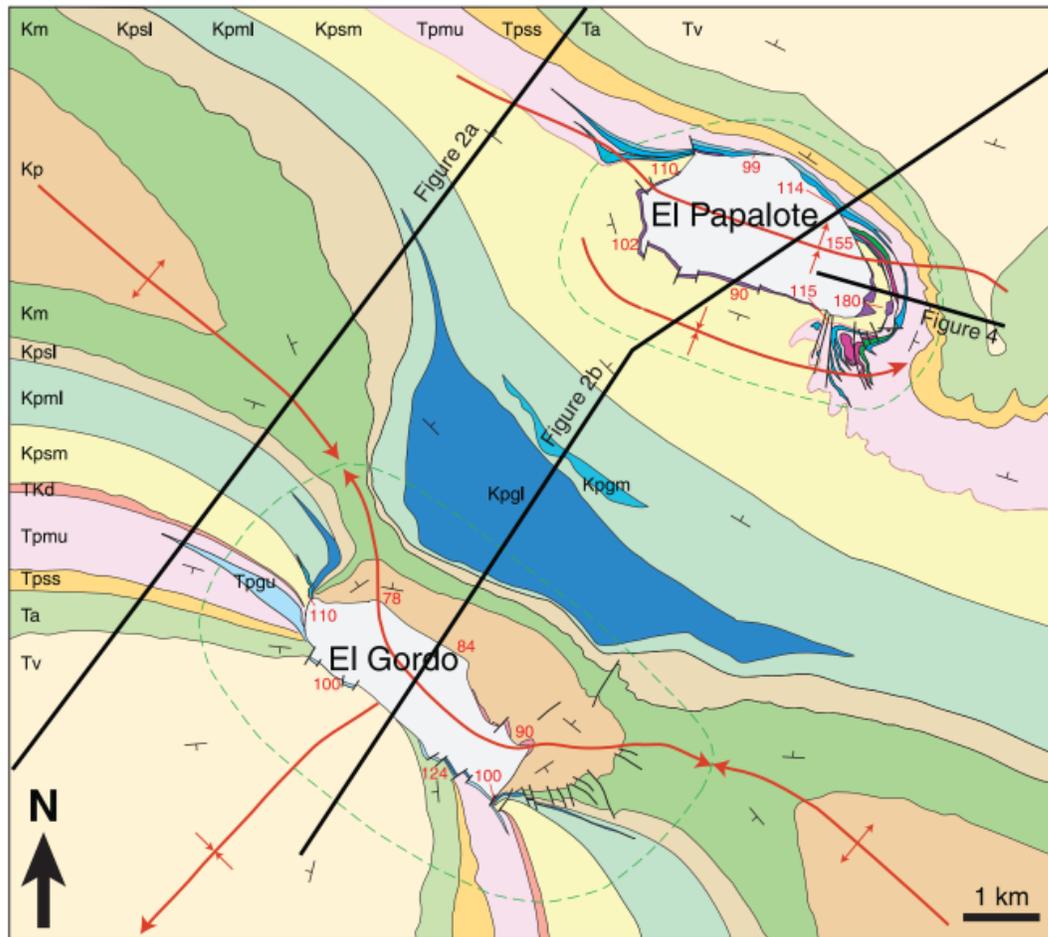


Figura 2.19. Mapa geológico de los dos diapiros. Las líneas rojas indican los rastros axiales de los pliegues: El anticlinal de El Gordo, que pasa por el diapiro de El Gordo, una flexión menor expresada como un par anticlinal-sinclinal en el diapiro de El Papalote, y un sinclinal de retirada ortogonal al suroeste del diapiro de El Gordo. Las líneas punteadas verdes indican los límites de las zonas de deformación alrededor de los diapiros, Los estratos siliciclásticos están en colores pastel y los lentes de carbonatos están en tonos más brillantes (Kpgl = lente del Gordo inferior; Kpgm = lente del Gordo medio; Tpgu = lente del Gordo superior). Tomado de (Rowan et al., 2003).

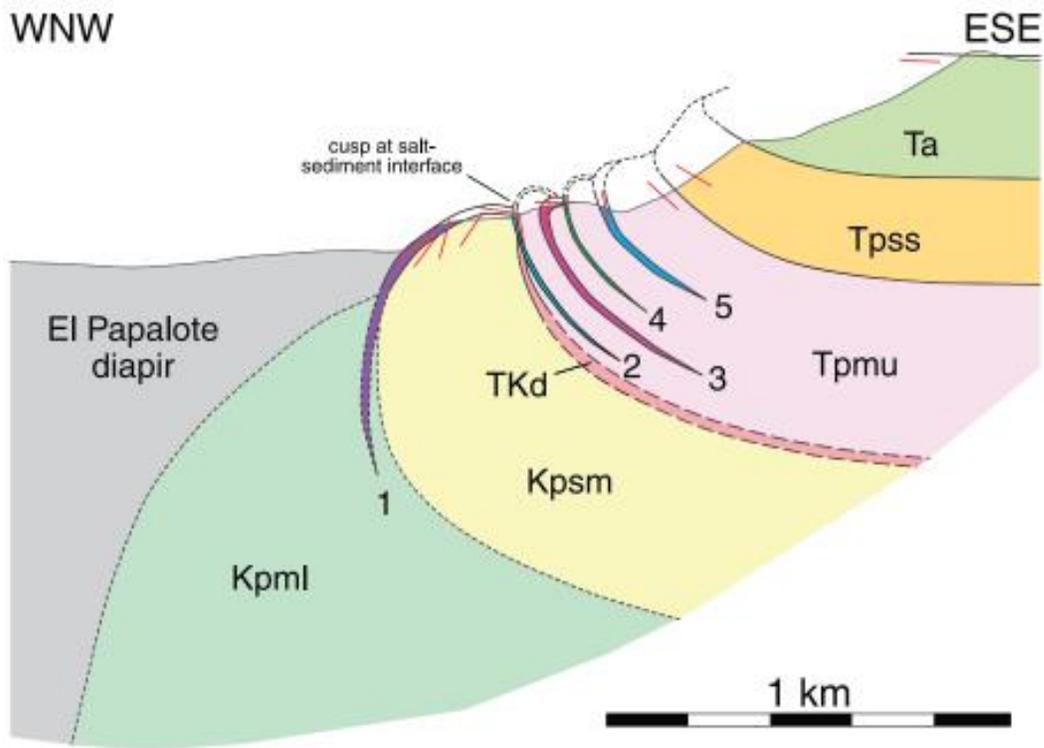


Figura 2.20. Sección transversal del flanco este del diapiro de El Papalote. Los siliciclásticos que se adelgazan hacia el diapiro son de colores pastel, y los lentes carbonatados (1 a 5) que se desprenden del diapiro son de tonos más brillantes. La sal se inclina al este y se encuentra flanqueado por secuencias halocinéticas apiladas limitadas por discordancias en la base de los lentes. Tomado de (Rowan et al., 2003).

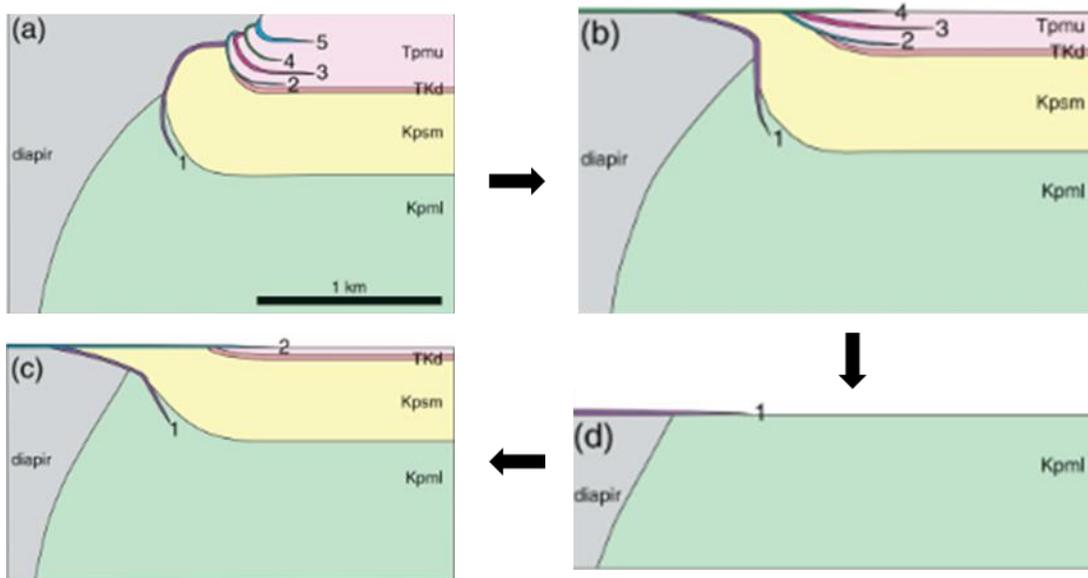


Figura 2.21. Restauraciones secuenciales de la sección transversal de la figura. La primera restauración en la parte superior de Tpmu (a) elimina los efectos del acortamiento producto de la orogenia mexicana. Así, la restauración de Tpmu (a) muestra la deformación asociada con el diapirismo pasivo, que se restaura secuencialmente en (b) a (d). Nótese la

creciente discordancia angular durante la rotación progresiva y la creación de cúspides en el borde salino debido al deslizamiento a lo largo de las discordancias. Modificado de (Rowan et al., 2003).

Comparación entre los diapiros El Gordo y El Papalote

El diapiro de El Gordo tiene muchas de las mismas características estratigráficas y estructurales que se ven en el diapiro de El Papalote. Tiene una zona de deformación concéntrica con secuencias halocinéticas, capas que giran hacia la vertical y más allá, discordancias locales y fallas radiales (Figura 2.19). También tiene cúspides expuestas en la interfaz yeso-sedimento donde las discordancias intersecan al diapiro (Figura 2.22). Sin embargo, existen diferencias clave entre ambos diapiros (Rowan et al., 2003).

Estructura

Mientras que el diapiro El Papalote está en la extremidad de un anticlinal regional producto de la orogenia mexicana, el diapiro de El Gordo está situado a lo largo de la bisagra del pliegue (Figuras 2.18 y 2.19). Este anticlinal acomoda unos 2 km de acortamiento a sólo 1,7 km de distancia del diapiro El Gordo, mientras que la pequeña flexión que pasa por El Papalote registra una décima parte de acortamiento. Dado que ambos diapiros son anteriores al plegado, cabría esperar que ambos se hubieran apretado de manera similar, porque la presencia de sal mecánicamente débil localiza la tensión de contracción y controla el desarrollo del plegado (Rowan et al., 2003). Sin embargo, los dos diapiros y la soldadura están demasiado juntos para que los tres formen pliegues importantes, porque el grosor de los estratos plegados (>6,400 m), (Rowan et al., 2003) da lugar a una longitud de onda de los pliegues de al menos 10 km (Figura 2.17). Así, los principales anticlinales se desarrollaron a lo largo de El Gordo y la soldadura, mientras que sólo una flexión menor se desarrolló en El Papalote.

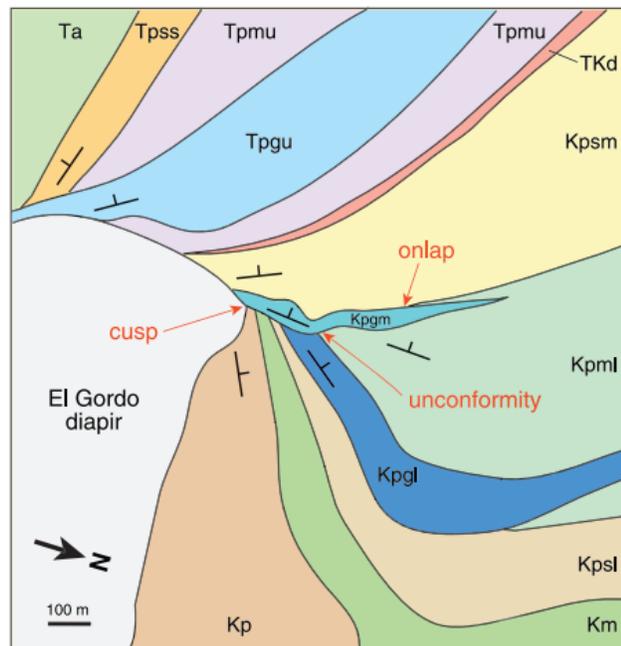


Figura 2.22. Mapa geológico de la esquina noroeste del diapiro de El Gordo que muestra una cúspide prominente donde la discontinuidad halocinética en la base del lente del Gordo Medio (Kpgm) interseca al diapiro. Tomado de (Rowan et al., 2003)

La deformación en el diapiro de El Gordo cubre un área más amplia pero no es tan severa como la del diapiro de El Papalote. La zona deformada alrededor del diapiro de El Gordo tiene hasta 2 km de ancho, más que los 800 m de deformación del diapiro de El Papalote (Figura 2.19). En consecuencia, las discordancias que delimitan las secuencias halocinéticas se extienden más lejos del diapiro de El Gordo (hasta 800 m) que del diapiro de El Papalote (200 m). A pesar de esta zona de deformación más amplia en el diapiro de El Gordo, el grado de plegamiento es menor que en el diapiro de El Papalote, con capas que sólo

giran un máximo de 34° más allá de la vertical en lugar de estar completamente volcadas como ocurre en el diapiro El Papalote (Figura 2.19).

Estratigrafía

Todas las unidades siliciclásticas se adelgazan conforme se acercan a los diairos. Las secciones medidas en la arenisca de la Formación Delgado documentan que el adelgazamiento tiene lugar dentro de los 400 m de El Papalote pero dentro de los 1,200 m en El Gordo como se cita en (Rowan et al., 2003). Los lentes carbonatados también muestran diferencias clave entre ambos diairos (Figura 2.23). En comparación con el diapiro El Papalote, en el diapiro El Gordo, los lentes carbonatados son generalmente más gruesos y se extienden más lejos del diapiro, y típicamente tienen facies de aguas más someras.

En resumen, las tendencias estratigráficas son coherentes con los datos estructurales. Tanto los lentes como los siliciclásticos indican un relieve batimétrico más amplio y alto en el diapiro El Gordo. El diapiro El Gordo está situado en un anticlinal principal y tiene una zona de deformación circundante más amplia, pero menos severa (Rowan et al., 2003).

Modelo general para el diapirismo pasivo

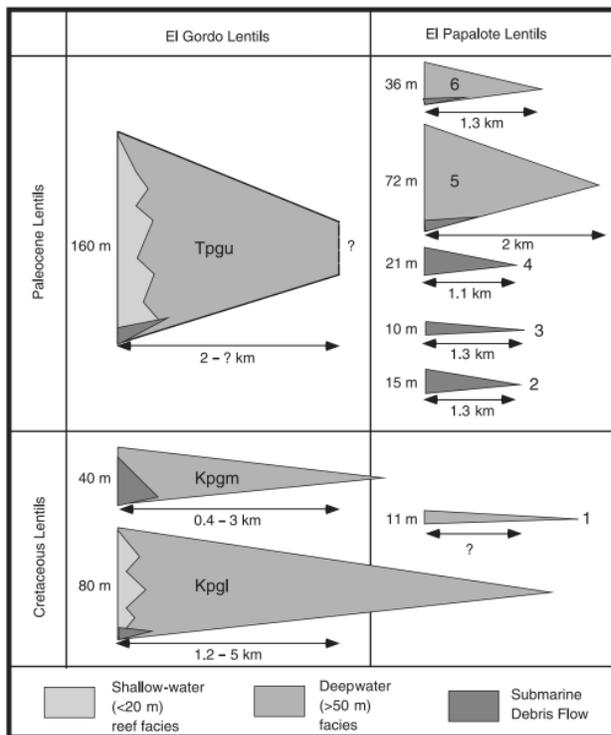


Figura 2.23. Facies, espesores y longitudes de los lentes carbonatados en los diairos de El Gordo y El Papalote. La gama de anchuras en el diapiro de El Gordo se extiende por los flancos suroeste (más corto) y noreste (más largo). Los lentes en El Gordo son generalmente más gruesas, más anchas y menos profundas que las del diapiro de El Papalote, sin embargo, se encuentran más lentes del Paleoceno en el diapiro de El Papalote. Tomado de (Rowan et al., 2003).

El plegamiento asociado con el diapirismo pasivo se encuentra en las cuencas salinas de todo el mundo, aunque el grado de deformación varía. Un único modelo global puede explicar las variaciones observadas en la deformación del flanco de la sal. El modelo de crecimiento y emplazamiento de los diairos pasivos y los canopies de sal que proponen (Rowan et al., 2003) se basa en varios elementos clave.

Tasa de ascenso de la sal

Suponemos que la tasa de aumento del diapiro en relación con el hundimiento asociado de los estratos circundantes sólo varía gradualmente a través del tiempo. No es la afluencia incremental de sedimentos lo que impulsa el movimiento de las sales; en realidad, el factor principal es la carga diferencial entre los sedimentos preexistentes en la mini cuenca que se hunde y en la delgada sobrecarga del diapiro. La tasa de aumento del diapiro impulsada por esta carga diferencial aumenta constantemente a medida que la mini cuenca crece en espesor, se ralentiza debido a las fuerzas de arrastre viscosas en la capa salina de la fuente de adelgazamiento, y finalmente cesa cuando la capa es completamente evacuada y se forma una soldadura (Rowan et al., 2003).

Las tasas de aumento del diapiro también están influenciadas por las fuerzas laterales que actúan en las paredes del diapiro, esto es, por el acortamiento regional producto de la tectónica. Tanto la extensión como la contracción afectan a los diapiros porque son las partes más débiles del volumen de la roca. La extensión tiene el efecto de frenar el ascenso de los diapiros pasivos porque el diapiro se ensancha con el tiempo; en algunos casos, el diapiro puede incluso colapsar en vez de crecer. A la inversa, el acortamiento provoca que el diapiro se estreche y acelera el flujo de sal hacia arriba (Rowan et al., 2003).

Tasa de sedimentación

En contraste con los cambios graduales de las tasas de subsidencia y de diapirismo, las tasas de sedimentación muestran variaciones de alta frecuencia. Éstas son causadas en gran medida por los cambios eustáticos del nivel del mar, pero también pueden ser causadas por el desplazamiento lateral de los deltas o de los sistemas de canales y abanicos de turbiditas. Así pues, las tasas de sedimentación a veces superan a las tasas de hundimiento y a veces son más lentas. El resultado es que el relieve batimétrico alrededor del diapiro fluctúa; la sedimentación rápida disminuye el relieve a medida que se llena la minicuenca y la sedimentación lenta aumenta el relieve a medida que la cuenca se hunde y el diapiro se infla (Rowan et al., 2003).

Origen de los pliegues y fallas

Los cuerpos de sal que crecen pasivamente suelen estar cubiertos por una fina y condensada sección de material más fino depositada en el alto batimétrico (Rowan et al., 2003). A medida que aumenta el relieve batimétrico, está cubierta se extiende gradualmente sobre el borde del diapiro ascendente, formando una escarpa en el fondo del mar. Es este arrastre, y no el arrastre viscoso, el que rota las capas y crea pliegues en el flanco del diapiro. Los efectos tridimensionales del arrastre sobre los límites curvos de la sal también conducen a fallas radiales adyacentes al diapiro.

Mecanismo de deformación

El plegado ocurre principalmente por el deslizamiento a lo largo de superficies de las capas convergentes, deslizamiento que se concentra en las discordancias angulares y en las superficies *onlap*. Aunque los estratos cercanos a la superficie están relativamente poco consolidados, las capas ocasionan una anisotropía que controla la deformación.

Origen de las discordancias

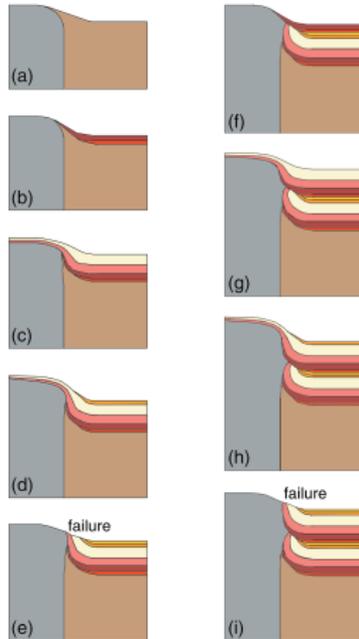
El modelo de Rowan et al. (2003) estipula que cuando el escarpe batimétrico se torna lo suficientemente empinado, falla gravitacionalmente. Este material desplomado puede formar flujos de escombros, como en el diapiro de El Papalote. En el entorno de la pendiente, el material de grano fino de la sección condensada puede ser arrastrado por las corrientes o arrastrado por flujos turbidíticos posteriores y, por lo tanto, ser indetectable. Los flujos turbidíticos pueden incluso contribuir a la erosión, ya que aumentan de velocidad al pasar por encima y por debajo del terreno escarpado. En cualquier caso, la erosión de la cubierta crea una discontinuidad angular local entre los lechos rotados y truncados que se encuentran debajo de la superficie de la falla y los estratos subsiguientes que se encuentran sobre la superficie (Rowan et al., 2003). Estas discordancias son locales en el escarpe batimétrico y pasan rápidamente a continuidades correlacionales lejos del diapiro. La explicación radica de nuevo en la relación entre la geometría de la sal y el relieve batimétrico. En el caso de un diapiro vertical, el pliegue de la cubierta causado por el crecimiento diapírico y el hundimiento de la cuenca se produce adyacente al diapiro ascendente. El desprendimiento de sal ocurre relativamente alto en la escarpa batimétrica, y los estratos plegados se conservan alrededor del diapiro (Rowan et al., 2003). La relación entre la geometría de la sal y el relieve batimétrico asociado dicta la naturaleza y el grado de deformación durante el diapirismo pasivo. Debido a que la rotación de las capas en el escarpe batimétrico produce el plegamiento, el ancho del escarpe más allá del punto de ruptura de la sal determina el ancho de la zona de deformación conservada en el subsuelo (Rowan et al., 2003).

Diapiro con amplio halo de relieve batimétrico

Muchos diapiros tienen áreas de relieve batimétrico que se extienden por cierta distancia más allá de los bordes del diapiro. Se crea una amplia zona de deformación con secuencias halocinéticas gruesas, una superposición (*onlap*) significativa y capas delgadas y volcadas, y prominentes discordancias altamente angulares (Figura 2.24). La falta de continuidad en las discordancias estratigráficas aumenta con el tiempo a medida que las capas subyacentes se trasladan lejos del diapiro durante el plegado para crear cúspides en el borde de la sal y la rotación del lecho disminuye gradualmente con la profundidad (Figura 2.25) (Rowan et al., 2003).

¿Qué controla el ancho del halo batimétrico?

En el caso de un diapiro vertical o ensanchado sin acortamiento, lo que controla el halo batimétrico es el grosor de la cuña de sobrecarga y su resistencia mecánica. Una gruesa cuña de estratos produce



una zona de deformación más amplia que una delgada cuña doblada con el mismo grado de rotación. Así, una sobrecarga relativamente gruesa produce una amplia zona de relieve batimétrico una sobrecarga más fina genera un estrecho halo de relieve y la ausencia de sobrecarga da lugar a un relieve batimétrico que se limita a la zona directamente superior al diapiro (Rowan et al., 2003).

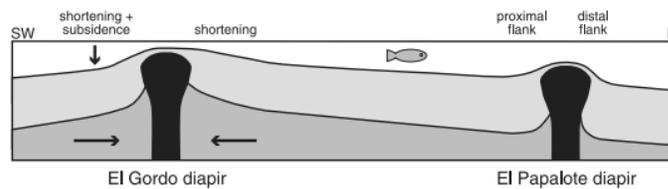


Figura 2.25. Ilustración esquemática que muestra el diapiro El Gordo en el núcleo de un anticlinal y el diapiro El Papalote en la extremidad del pliegue durante el diapirismo y el acortamiento. Ambos diapiros tienen altos batimétricos, pero el que está alrededor del diapiro El Gordo es más alto y ancho debido al acortamiento. Una escarpa más empinada y estrecha en el flanco sudoccidental del diapiro de El Gordo es causada por el hundimiento en la sal subyacente. Las diferentes expresiones batimétricas controlaron la depositación de sedimentos y la subsiguiente deformación del flanco del diapiro. Tomado de (Rowan et al., 2003).

Figura 2.24. Modelo de avance cinemático de la secuencia halocinética y su depositación y deformación durante el plegado de la cubierta sobre el flanco de un diapiro vertical que tiene un amplio halo batimétrico y la sedimentación rápida general. Tomado de (Rowan et al., 2003).

Resumen: Cuenca de La Popa

En la cuenca de La Popa se encuentran expuestas rocas sedimentarias e ígneas del Mesozoico, del Terciario y suelos del Cuaternario, (Lawton et al., 2001), las rocas sedimentarias son de origen continental y marino, mientras que las rocas ígneas son de origen extrusivo e intrusivo, la superficie de la cuenca está cubierta por una secuencia marina depositada entre el Jurásico Medio-Tardío y Cretácico Tardío. La deformación observada en la cuenca es debido a los despegues sedimentarios sobre secuencias evaporíticas de la formación Minas Viejas (Figura. 2.27) y a la reactivación de algunas fallas del basamento, un ejemplo de ello es la falla de San Marcos (Vega & Lawton, 2011), las cuencas de La Popa y de Parras contienen rocas sedimentarias siliciclásticas de grano fino y carbonatos de plataforma del Cretácico Temprano, estas rocas subyacen al Grupo Difunta y a la lutita Parras, esta secuencia fue depositada frente a la Sierra Madre Oriental (SMO) durante el levantamiento producto de la orogenia mexicana. La sección Jurásica de la SMO y su antepaís contiene una sucesión evaporítica del Jurásico Medio-Superior llamada formación Minas Viejas (considerada anteriormente de edad Calloviense, sin embargo, fechamientos recientes indican una

edad del Bajociense, (Pindell et al., 2021)) que está suprayacida por la formación Zuloaga (anteriormente considerada del Kimmerigdiense), la cual se compone por calizas marinas, (Goldhammer, 1999).

Los estratos expuestos en la popa van desde el Cretácico Temprano al Eoceno (Figura 2.26) pero los diapiros contienen evaporitas más viejas, el grosor de la capa de sal era de más de 2 km de espesor, también se tienen capas de 600 m de yeso, 900 m de intercalación de yeso y halita, 2,100 m de halita, 520 m de intercalación de caliza negra carbonatada y halita y un intervalo basal de caliza negra carbonatada de 370 m, (López Ramos, 1982).

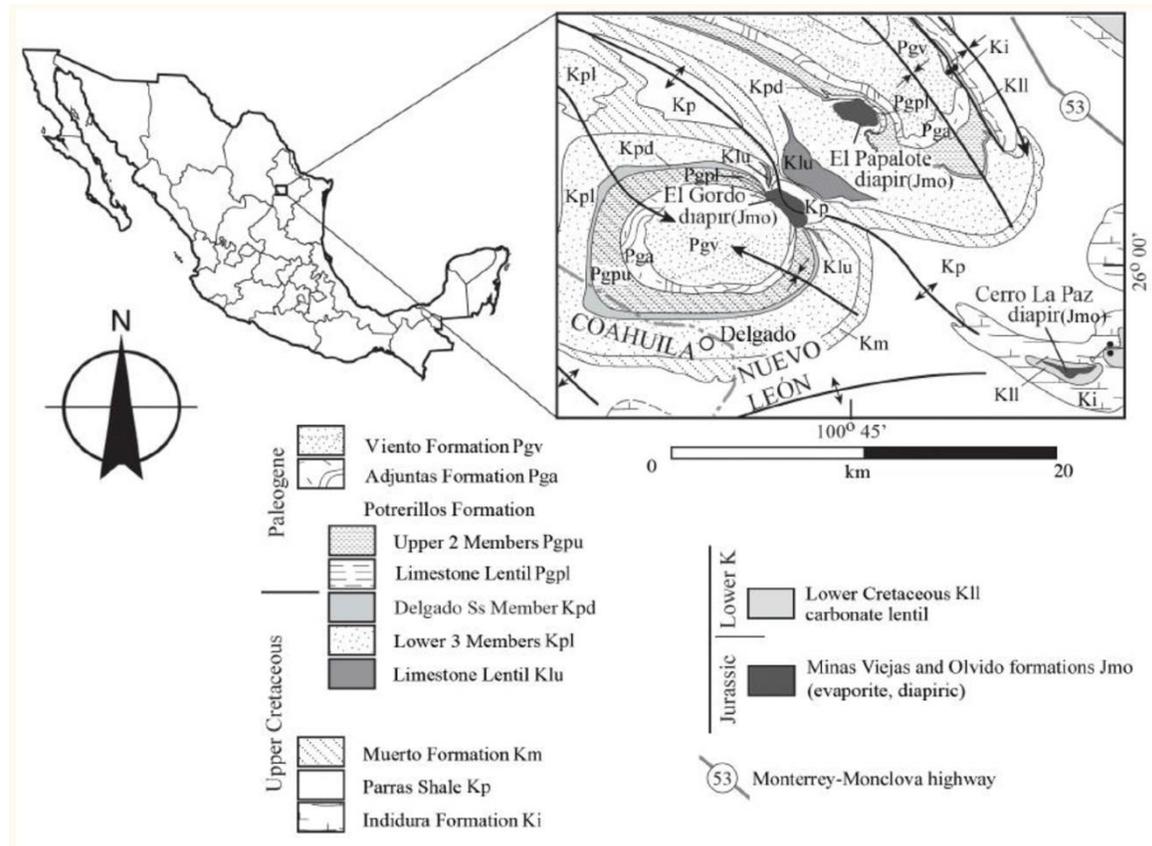


Figura 2.26. Mapa de la popa donde se muestran los estratos expuestos y la ubicación de los diapiros así como las edades de dichos estratos. Tomado de (Vega & Lawton, 2011).

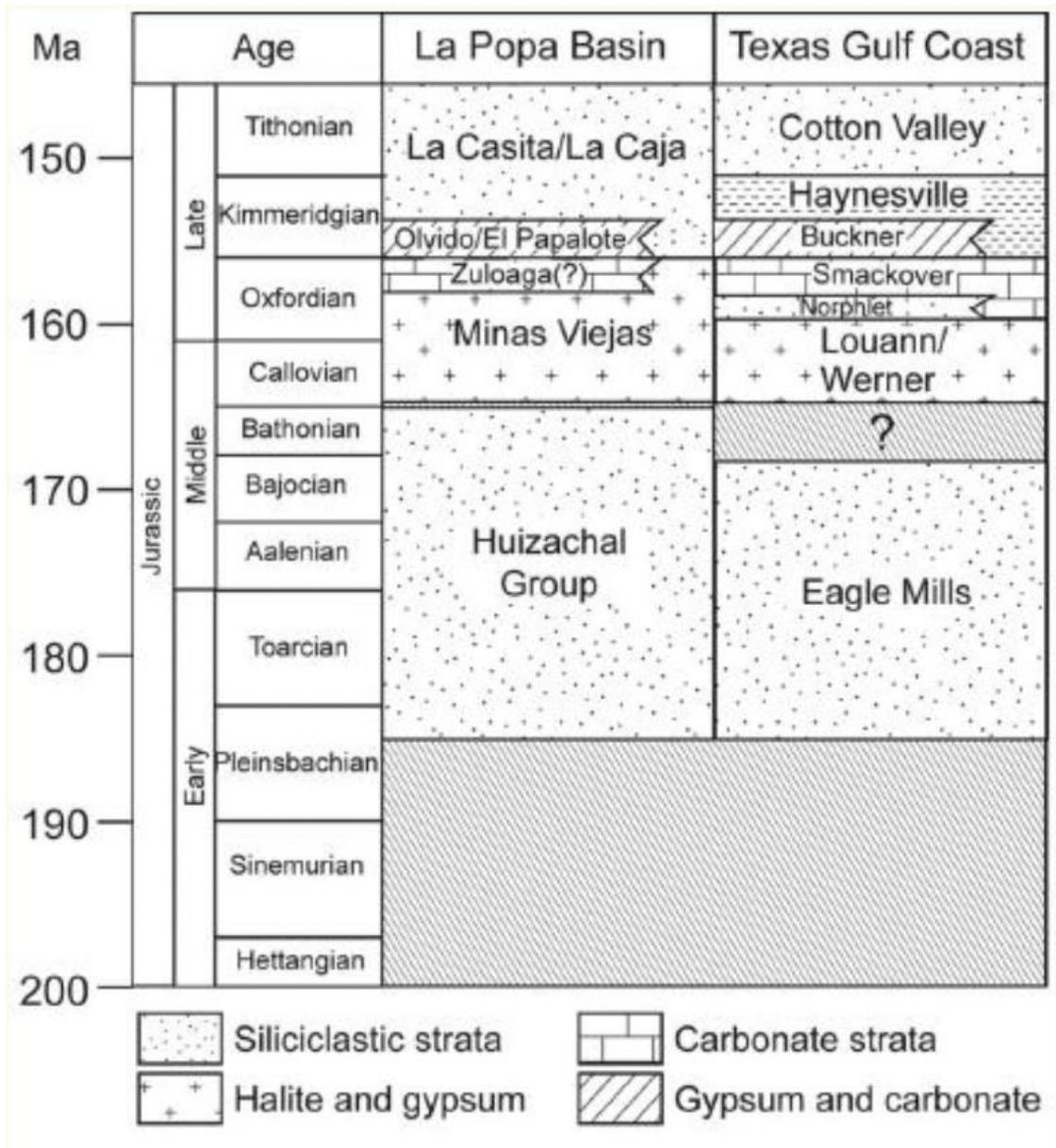


Figura 2.27 Columna estratigráfica de la cuenca de La Popa. Tomado de (Vega & Lawton, 2011)

3) Tectónica salina.

Soldaduras de sal

Una soldadura de sal es una superficie o zona delgada que indica un cuerpo salino desaparecido (Figura 3.1). La soldadura de sal se forma tras una pérdida completa o casi completa de sal, ya sea por arrastre o disolución. Por consiguiente, una soldadura es una estructura salina negativa. Las soldaduras pueden separar estratos concordantes,

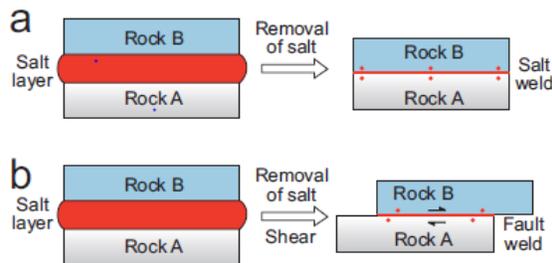


Figura 3.1. a) Una soldadura en sal es una superficie o zona delgada que une estratos originalmente separados por la sal. La soldadura está simbolizada por pares de puntos a lo largo de su longitud.

b) Una soldadura de falla es una soldadura con sal a lo largo de la cual ha habido deslizamiento antes o después de la soldadura. Tomado de (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017g).

pero son más fáciles de reconocer cuando uno o ambos estratos de contacto son discordantes con la superficie de la soldadura. La importancia de las soldaduras de sal se debe principalmente a dos razones. Primero, son evidencia de cuerpos de sal desaparecidos. Si el cuerpo salino original estaba completamente cubierto de sobrecarga (*overburden*), su forma puede ser reconstruida por la forma o molde de las rocas encajonantes. En segundo lugar, las evaporitas residuales en una soldadura incompleta pueden afectar a la migración de hidrocarburos de las rocas madre subyacentes.

Soldadura de sal La Popa

La soldadura de La Popa es una estructura subvertical en la cuenca de La Popa, al noreste de México. Originalmente se pensaba que era una falla inversa, pero en 1999, Giles y Lawton la reconocieron

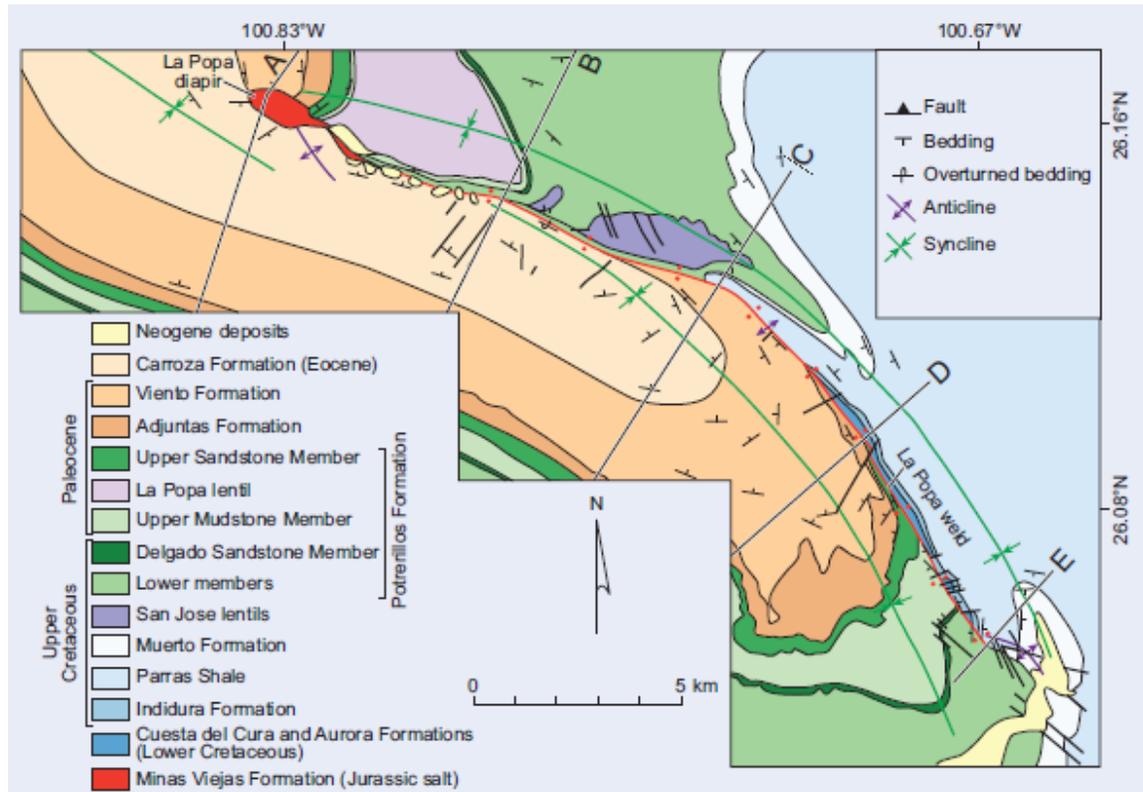


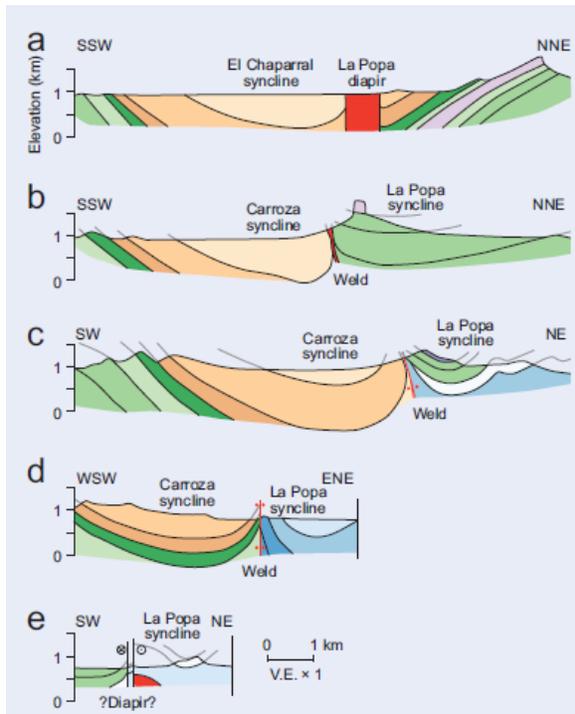
Figura 3.2. La soldadura de La Popa se extiende 24 km sudeste del diapiro de La Popa, que es el remanente de una pared salina precursora de la sal Calloviense de la longitud al de la soldadura actual. Tomado de (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017g).

como una soldadura de sal como se cita en (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017g). La soldadura y la deformación de

las rocas de su pared y de los pliegues adyacentes han sido ampliamente estudiadas. La soldadura de La Popa se dobla bruscamente cerca de la mitad de sus 24 km de longitud (Figura 3.2). En su extremo noroeste se hincha el diapiro alargado de La Popa, de sólo unos pocos cientos de metros de ancho. La soldadura de sal de La Popa son los restos de una pared de sal cuya existencia anterior está confirmada por estratos halocinéticos de plegado y crecimiento, inconformidades y detritos derivados del diapiro en los estratos de los flancos. Los sedimentos que flanquean la soldadura muestran un plegamiento halocinético y unas discordancias locales dentro de los 100 a 500 m de la soldadura. La pared salina fue pellizcada para formar una soldadura durante el acortamiento producido por la orogenia mexicana. El acortamiento comenzó durante el Maastrichtiense Medio y se intensificó a principios del Eoceno, cuando la pared fue soldada. La pared de sal fue “exprimida”, y su contenido fue en gran parte expulsado, excepto por el diapiro terminal de La Popa (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017g).

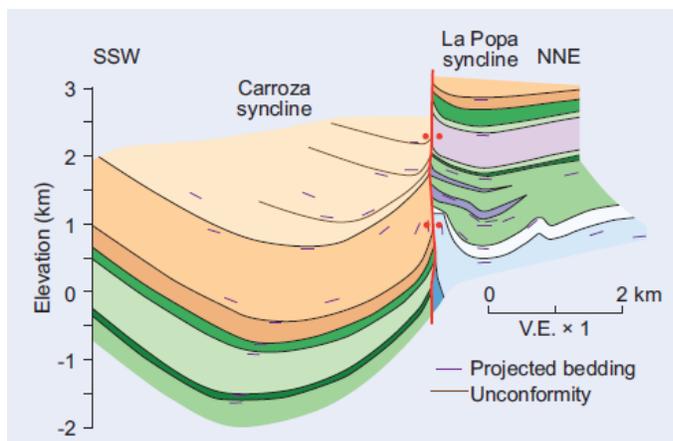
Resumen

Los diapiros pasivos de la cuenca de La Popa tienen halos de deformación que comprenden secuencias halocinéticas apiladas. Se trata de paquetes de estratos de adelgazamiento que giran progresivamente hacia la vertical y más allá de ella y que están delimitados por discordancias



angulares que forman concordancias correlativas dentro de varios cientos de metros de los diapiros (Figura 3.3). En casos extremos, los lechos están completamente volcados y truncados por lechos verticales de la siguiente secuencia (Rowan et al., 2003). En cambio, la deformación del flanco de sal durante el diapirismo pasivo, ya sea predominantemente vertical o lateral, es una consecuencia del plegado de la cubierta cercana a la superficie. Los diversos estilos de deformación son el resultado de la interacción entre la geometría de la sal, las tasas de inflación/deflación de la sal, las tasas de sedimentación y el relieve batimétrico asociado (Figura 3.4). (Rowan et al., 2003).

Figura 3.3. Cinco cortes transversales seriales de la soldadura de La Popa muestran cómo la estructura varía a lo largo de su longitud. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 3.2. Tomado de (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017c).



Lo que llamamos diapirismo pasivo implica en realidad ciclos de diapirismo activo a pequeña escala, ya que la sal se infla periódicamente y levanta una fina cubierta

Figura 3.4. Una sección transversal compuesta de la soldadura de La Popa muestra cómo se infiere que la estructura varía con la profundidad. Tomado de (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017c).

durante las etapas de sedimentación lenta. Puede existir diapirismo pasivo, si la sal se rompe en la superficie debido al desplome o erosión de la cubierta. Varios factores

influyen en la anchura, la altura y la inclinación de la escarpa batimétrica y, por lo tanto, en el grado de levantamiento de las capas y el grado de truncamiento angular. Un parámetro principal es el espesor y la resistencia mecánica de la cuña de sobrecarga (secuencia halocinética), que a su vez está controlada por la interacción entre la tasa de ascensión de la sal y la tasa de sedimentación. Otro factor importante es la cantidad de compresión lateral del diapiro durante el acortamiento, que aumenta las

tasas de ascensión de sal y puede inducir un desprendimiento a gran escala que se pliega alrededor del diapiro. En resumen, la naturaleza y la geometría de la deformación adyacente a los cuerpos de sal es compleja pero sistemática. El análisis de los diapiros expuestos en la cuenca de La Popa ha hecho posible el conocimiento sobre muchos de los factores que contribuyen a la formación de los diapiros de sal.

Dinámica de los domos de sal

Las evaporitas se depositan en cinco arreglos principales: (1) en cuencas cratónicas, (2) en cuencas foreland, (3) en cuencas syn-rift, (4) en márgenes pasivos post-rift, y (5) en zonas de colisión continental, la mayoría de estos depósitos ocurre a aproximadamente 30° de latitud (Tămaş, 2018).

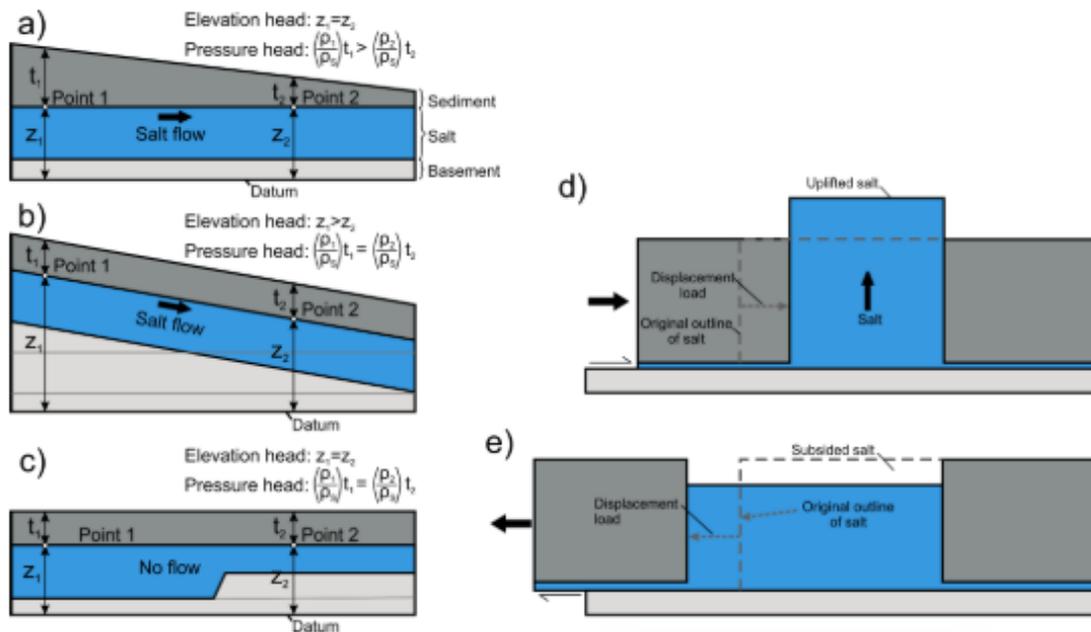


Figura 3.5. Distintos tipos de gradientes (tomado de (Tămaş, 2018)).

Actualmente es aceptado que la posición y la forma de los cuerpos salinos depende de la manera en que la frágil sobrecarga se deforma y también es aceptado que la fuerza que domina la tectónica salina es la carga diferencial, la cual puede ser de tres tipos, gravitacional (Figura 3.5 a, b, c), de desplazamiento (Figuras 3.5 d, e) o por temperatura (Tămaş, 2018). En la carga gravitacional, para que se cree un flujo de sal, se necesita ya sea una variación en la carga, por ejemplo, sedimentación, deformación o erosión, que provoque un gradiente de presión o una inclinación en las capas que cree un gradiente de elevación, o hasta una combinación de las dos, ya que sin importar que la base de la capa de sal sea desigual, si no existe un gradiente de presión o elevación, el flujo no ocurrirá (Tămaş, 2018).

Los diapiros de sal se encuentran en contacto discordante con los estratos suprayacentes al contrario de algunas estructuras concordantes como las almohadillas de sal y los anticlinales. Para emplazarse discordantemente en la sobrecarga el diapiro se encuentra con el “problema del espacio”, para lo cual

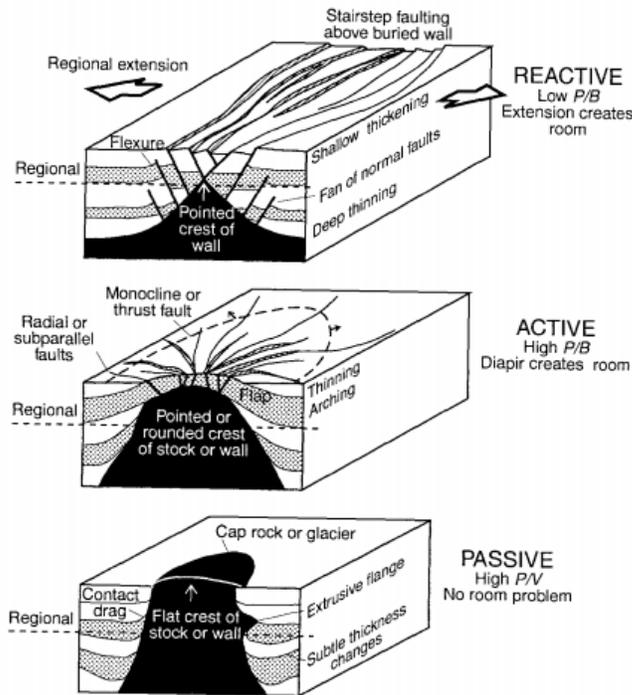


Figura 3.8. Modelos de emplazamiento. Tomado de (M. P. A. Jackson et al., 1994).

se tienen los siguientes tres modelos de emplazamiento (Figura 3.8).

Diapirismo reactivo: requiere de extensión regional causada por procesos de rifting y adelgazamiento; el fallamiento regional por extensión crea espacio para este tipo de diapiros. Perforación activa: el diapiro imprime una fuerza sobre el techo hacia arriba y hacia los lados. Diapiro pasivo: se encuentra en la superficie o cerca de ella, los sedimentos se acumulan discordantemente alrededor de este, el diapiro aumenta en estatura ya que la base se hunde con respecto a la superficie y no hay desplazamiento en la sobrecarga (M. Jackson et al., 1994).

El propósito principal de esta tesis es estudiar el efecto de los esfuerzos tectónicos sobre la evolución de los diapiros de sal, con aplicación para la zona de diapiros y tectónica salina de Rumania y México. A continuación, se presentan las metas y los objetivos, así como las herramientas utilizadas para estudiar la evolución geodinámica de los diapiros de sal. La relación geométrica entre la sobrecarga y los cuerpos de sal es muy importante para interpretar la tectónica salina en 4 aspectos, relaciones de espesor, relaciones de contacto, relaciones de edad y correlaciones regionales, (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017d).

4) Metas y objetivos

El principal objetivo que persigue esta tesis es realizar un estudio comparativo de dos grandes provincias en donde es posible observar el fenómeno producto de la tectónica salina en forma de domos de sal, dichas provincias son la cuenca de La Popa en México localizada en el antepaís (foreland) de la Sierra Madre Oriental a 85 km al noroeste de la ciudad de Monterrey, Nuevo León, y la región de domos de sal en el área de los Subcárpatos Muntenianos, precisamente en la región de Cămpina-Telega, ubicada en el sur de Rumania. Este estudio comparativo contribuye en la búsqueda de un mejor entendimiento sobre el comportamiento geodinámico (evolución espacial y temporal) que presentan los domos salinos. Para realizar dicho estudio es necesaria la utilización de herramientas numéricas con las cuales se analiza la evolución geodinámica de los domos de sal en ambas regiones.

5) Planteamiento del problema

Los domos salinos representan una parte muy importante de las reservas de hidrocarburos a nivel mundial, por lo que el entendimiento en el comportamiento y evolución de este tipo de estructuras ha cobrado una enorme importancia. Por lo tanto, para comprender los mecanismos que conllevan a la formación de los domos salinos y que posteriormente conllevan a la formación de trampas petrolíferas efectivas, es sumamente importante entender cómo es la evolución y la formación de los domos de sal, así mismo como entender las causas de su ocurrencia, ambientes de formación, y sobre todo la influencia y el papel que juegan los movimientos tectónicos en la formación de estas estructuras. La resolución de dichas cuestiones se llevará a cabo en un estudio comparativo entre dos cuencas salinas en donde se observa la formación de estructuras salinas, la cuenca salina de La Popa en el norte de México y la zona de pliegues de diapiros en los Subcárpatos Muntenianos, al sur de Rumania. Mediante herramientas numéricas se estudiarán las causas que llevaron a estas estructuras a formarse, así mismo, cómo los esfuerzos tectónicos regionales afectaron e influyeron en la evolución de la tectónica salina en las cuencas mencionadas.

6) Simulaciones numéricas geodinámicas

En este estudio se usarán modelos numéricos termo-mecánicos acoplados petrológicamente (con capas de rocas con reología realista) para simular la evolución de domos de sal, con aplicación para las dos provincias de México y Rumania.

- En la primera parte de este capítulo se presentará el aparato matemático-físico necesario para poder simular numéricamente la evolución de los domos de sal.
- En la segunda parte se presentarán los resultados de las simulaciones numéricas de la evolución de domos de sal en general. El estudio se enfocará en los principales factores que controlan principalmente la evolución de los domos de sal.
- En la tercera parte se presentarán algunas simulaciones numéricas para entender mejor la formación de los domos de sal en las dos regiones, de Rumania (el campo diapírico *Câmpina-Telega*), y en México la región de domos de La Popa.

Generalidades de modelado geodinámico

En el siguiente capítulo se introducen algunas nociones básicas de geodinámica con el objetivo de introducir los principios bajo los que funciona el programa “*salt diapir*” con el cual se realizaron los modelos de diapiros en este trabajo.

Medio continuo:

En geodinámica, se considera a las unidades rocosas principales, por ejemplo, la corteza terrestre y el manto, como un medio continuo, (Gerya, 2010d). Lo anterior se refiere a que, visto desde una escala macroscópica, el material en cuestión no contiene espacios vacíos masivos ni tampoco contiene discontinuidades (pueden existir cavidades y poros, pero estos a su vez están rellenos de sustancias continuas), (Gerya, 2010d).

Las propiedades físicas de un medio continuo tienden a variar en cada punto geométrico, por lo que es necesaria una descripción continua de dicho medio. Para la mecánica del medio continuo, las propiedades físicas del medio continuo, también conocidas como propiedades de campo, son descritas por las variables de campo como la presión, temperatura, densidad, velocidad, entre otras, (Gerya,2010d).

Existen tres principales tipos de variables de campo, según (Gerya, 2010d):

- Escalares (como la presión, temperatura y densidad).
- Vectores (como la velocidad, flujo masivo y flujo de calor).
- Tensores (esfuerzo, distorsión y tasa de distorsión).

Las variables de campo pueden ser representadas de una manera completamente continua, ya sea en expresiones analíticas o en forma discreta-continua, (Gerya, 2010d).

En el caso de la representación discreta-continua, se consideran varias reglas de interpolación

lineal y no lineal para calcular valores de las variables de campo entre los

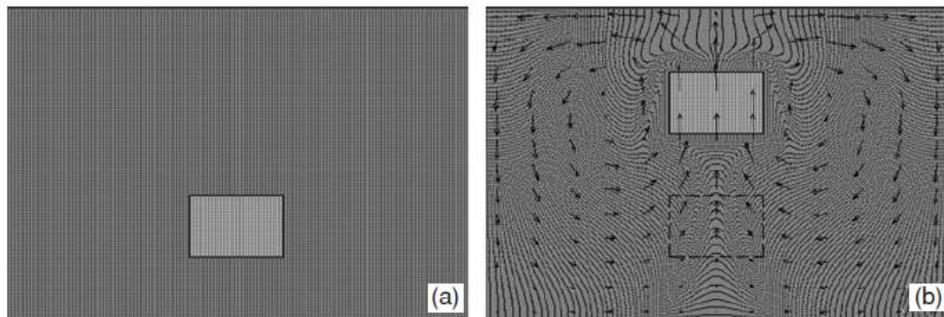


Figura 6.1. Ejemplo de la deformación de un medio a causa del ascenso de un bloque rígido (gris claro). Etapa inicial (a). Etapa final (b). el campo de velocidad correspondiente se indica con las flechas, nótese que no hay formación de vacíos donde el bloque estaba originalmente localizado (contorno punteado). Los puntos individuales de color blanco y negro tanto en (a) como en (b) corresponden a puntos langragianos desplazados por el flujo. Tomado de (Gerya, 2010d)

nodos (Gerya, 2010d). La continuidad también implica que los desplazamientos de porciones del medio no son completamente independientes. Dichos desplazamientos deben ocurrir sin que existan discontinuidades ni tampoco vacíos a escala macroscópica, si algunas rocas se desplazan de una cierta área (por ejemplo, por extrusión tectónica, diapirismo), otras rocas deben reemplazar a las rocas que han sido desplazadas (Figura 6.1), (Gerya, 2010d). El comportamiento continuo mencionado es muy parecido al del agua o al de cualquier otro fluido que sea descrito por la mecánica de fluidos, (Gerya, 2010d). Lo anterior se debe a que visto desde una gran escala de tiempo las rocas se comportan como fluidos extremadamente densos y viscosos, algunos de los procesos geodinámicos en el manto, por ejemplo, la convección, son a veces referidos como procesos dinámicos de fluidos geofísicos, (Gerya, 2010d).

Ecuación de continuidad:

El concepto de continuidad puede observarse también de forma matemática, dicha forma se utiliza mucho en la geodinámica numérica donde se define una ecuación de continuidad que describe la conservación de la masa durante el desplazamiento de un medio continuo (Gerya, 2010d).

La forma de la ecuación de conservación de masa, al igual que muchas otras ecuaciones de conservación que dependen del tiempo, pueden ser tanto *eulerianas* como *lagrangianas*, esto depende de la naturaleza del punto geométrico para el cual está escrita la ecuación. La ecuación *euleriana* está escrita para un punto inmóvil en el espacio, y tiene la siguiente forma (Gerya, 2010d):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{v}) = 0$$

Un punto lagrangiano es aquel que está ligado a una sola partícula y que se mueve junto con dicha partícula (Gerya, 2010d). Entonces, la misma partícula siempre se encuentra en un punto lagrangiano establecido, sin importar el tiempo transcurrido (Gerya, 2010d). De acuerdo con lo anterior la derivada lagrangiana de la densidad respecto al tiempo, o sea, los cambios en la densidad a través del tiempo visto desde un enfoque lagrangiano (Gerya, 2010d), es también llamada “*derivada del tiempo substantiva*” o “*derivada del tiempo objetiva*” (Gerya, 2010d).

Por otra parte, un punto euleriano es un punto de observación inmóvil, el cual no está relacionado con ninguna partícula en específico. Por lo tanto, diferentes partículas lagrangianas pueden ser encontradas en el mismo punto euleriano, en diferentes momentos del tiempo (Gerya, 2010d). Lo anterior significa que varias partículas lagrangianas pasan a través del mismo punto de observación Euleriano con el tiempo (Gerya, 2010d).

Método de diferencias finitas:

Los métodos numéricos para resolver ecuaciones diferenciales parciales (EDP) son universales y pueden aplicarse tanto para distribuciones continuas o discontinuas de variables de campo, (Gerya, 2010d).

Las diferencias finitas son expresiones matemáticas lineales que se utilizan para representar las derivadas con un cierto grado de precisión, (Gerya, 2010d).

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = \frac{\Delta \Phi}{\Delta x} = \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{x_2 - x_1},$$

Donde $\Delta \Phi = \Phi_2 - \Phi_1$ y $\Delta x = x_2 - x_1$ son las diferencias en el potencial de gravedad y la coordenada X, respectivamente, entre los puntos 1 y 2. Cuanto menor sea la distancia Δx entre los puntos 1 y 2, más precisa será la derivada calculada, (Gerya, 2010d).

Esfuerzo y deformación (distorsión)

Esfuerzo:

Los tensores son variables de campo que caracterizan el estado interno de un medio continuo y son, tal vez, las cantidades más difíciles de entender intuitivamente, tres de ellas son el esfuerzo, la tensión y los tensores de tasa de deformación (Gerya, 2010b).

El esfuerzo es la distribución interna y la intensidad de la fuerza que actúa en cualquier punto dentro de un medio continuo en respuesta a varias cargas internas y externas aplicadas a dicho medio, (Gerya, 2010b). El esfuerzo se define como la relación inversamente proporcional entre la fuerza por unidad de área (Gerya, 2010b). Para ilustrar esta definición se puede tomar el ejemplo de que la presión ejercida por un clavo sobre un pedazo de madera es mayor que la presión ejercida por la pata de un elefante sobre el suelo, esto se debe a que en el caso del clavo el área en cuestión es mucho menor y, por lo tanto, se tiene toda la fuerza concentrada en un punto, mientras que en el caso del elefante la presión se distribuye en un área mayor (Gerya, 2010b).

Ecuación de momento:

La deformación de un medio continuo es producto del balance de varias fuerzas internas y externas que actúan en dicho medio, (Gerya, 2010f). Para relacionar a las fuerzas y a la deformación, se utiliza una ecuación de movimiento, (Gerya, 2010f). Dicha ecuación es la ecuación de momento, la cual describe la conservación de momento para un medio continuo en un campo gravitacional (Gerya, 2010f).

La ecuación de momento es una equivalente diferencial a la segunda ley de Newton, que describe los cambios en la velocidad de un objeto con masa “m”, (Gerya, 2010f):

$$f = ma,$$

Donde f es la fuerza neta que actúa sobre el objeto y $a = \frac{Dv}{Dt}$, es la aceleración del objeto, (Gerya, 2010f).

Reología de las rocas:

La reología es la propiedad física que describe el comportamiento de flujo/deformación de un material, (Gerya, 2010d). La reología de las rocas refleja las peculiaridades de la fluencia del estado sólido, este es el principal mecanismo de deformación de la roca, (Gerya, 2010d). La fluencia de estado sólido es la capacidad que tienen las sustancias cristalinas para deformarse de manera irreversible bajo un esfuerzo aplicado, (Gerya, 2010d). La fluencia del estado sólido es el principal mecanismo de deformación de la corteza y del manto de la Tierra, (Gerya, 2010d). Se conocen dos tipos principales de fluencia: por difusión y por dislocación, (Gerya, 2010d).

La fluencia de difusión típicamente predomina en esfuerzos relativamente bajos y resulta de la difusión de los átomos a través del interior y a lo largo de los granos cristalinos que son sometidos a esfuerzos (Gerya, 2010d). Como resultado de esta difusión, la deformación de los granos lleva a la deformación de la roca en masa (Gerya, 2010d). La fluencia por difusión se distingue por la relación lineal (newtoniana) entre la tasa de deformación $\dot{\gamma}$ y un esfuerzo de cizallamiento aplicado τ , (Gerya, 2010d):

$$\dot{\gamma} = A_{diff}\tau,$$

Donde A_{diff} es un coeficiente de proporcionalidad el cual es independiente del esfuerzo, pero depende del tamaño del grano, presión, temperatura, fugacidad del agua y del oxígeno, (Gerya, 2010d). La fluencia por dislocación ocurre en situaciones donde existe un mayor esfuerzo y es producida por la migración de dislocaciones (imperfecciones de la estructura de la red cristalina), (Gerya, 2010d). La densidad de las dislocaciones depende en gran parte de los esfuerzos, y por lo tanto la fluencia por dislocación resulta en una relación no lineal (no newtoniana) entre la tasa de deformación y el esfuerzo deviatorico (Gerya, 2010g).

$$\dot{\gamma} = A_{disl}\tau^n,$$

donde A_{disl} es un coeficiente de proporcionalidad que es independiente del esfuerzo y del tamaño de grano, pero depende de la presión, la temperatura, la fugacidad del agua y del oxígeno, y $n > 1$ es el exponente del esfuerzo (Gerya, 2010g).

Mallas:

Como ya hemos discutido, la solución numérica de EDP necesita la definición de una malla de puntos nodales (Gerya, 2010a). La elección del tipo de malla a utilizarse dependerá del tipo de ecuaciones a resolver (Gerya, 2010a). Existen los siguientes tipos de mallas numéricas para el modelado geodinámico (Gerya, 2010a):

- Según la dimensión del problema, la malla numérica puede ser en una, dos o tres dimensiones (1D, 2D, 3D) (Figura 6.2) (Gerya, 2010a).
- Según la forma de los elementos básicos, la malla puede ser rectangular y triangular (Figura 6.3) (Gerya, 2010a).
- según la distribución de los puntos nodales, la malla puede ser regular y no regular (irregular) (Figura 6.4) (Gerya, 2010a).

- Según la distribución de las diferentes variables dentro de la malla, puede ser no escalonada o escalonada (Figura 6.5, 6.6 y 6.7), (Gerya, 2010a).

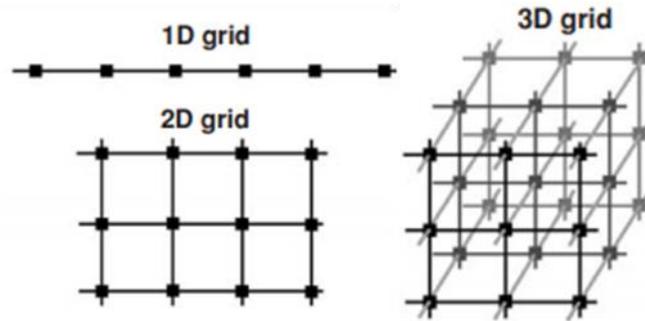


Figura 6.2. Ejemplos de mallas numéricas en 1D, 2D, 3D. Modificado de (Gerya, 2010a).

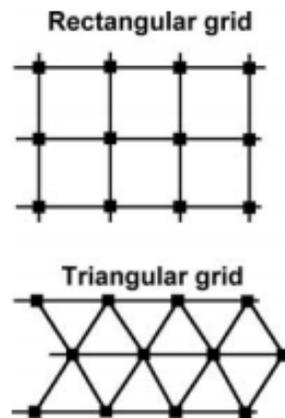


Figura 6.3 Ejemplos de mallas numéricas rectangulares y triangulares en 2D. Tomado de(Gerya, 2010a).

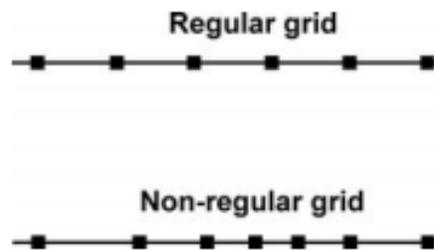


Figura 6.4 Ejemplos de mallas numéricas regulares y no regulares en 1D. Tomado (Gerya, 2010a).

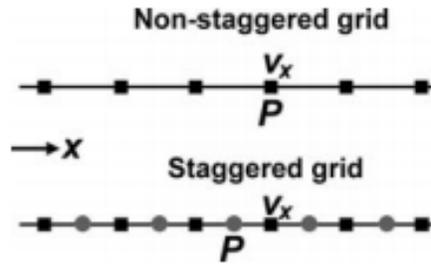


Figura 6.5 Ejemplos de mallas numéricas 1D no escalonadas y escalonadas. Tomado de (Gerya, 2010a).

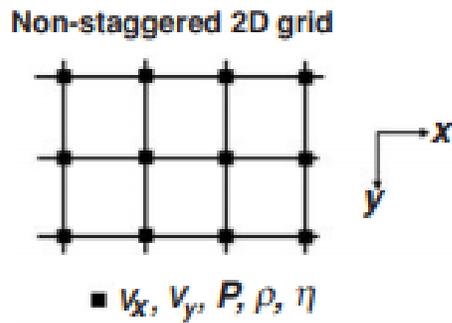


Figura 6.6 Ejemplo de una malla numérica no escalonada, en 2D. Tomado de (Gerya, 2010a).

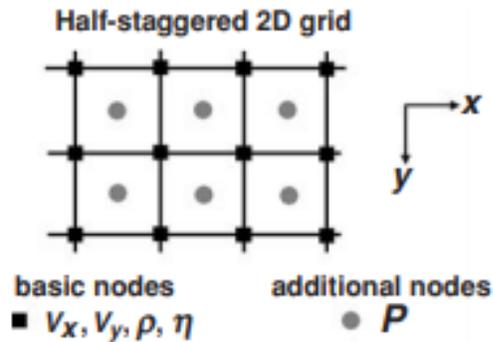


Figura 6.7 Ejemplo de una malla numérica medio escalonada, en 2D. Tomado de (Gerya, 2010a)

Ecuación de advección:

La deformación de un medio continuo cambia la distribución espacial de las propiedades físicas, (Gerya, 2010c). Estos cambios pueden ser descritos por la ecuación de advección, (Gerya, 2010c). Para una función escalar (A) en un punto Euleriano, esta ecuación se escribe de la siguiente manera:

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

Para un punto Lagrangiano, la siguiente ecuación de advección relaciona los cambios en las coordenadas de dicho punto con las velocidades del material $\vec{v} = (v_x, v_y, v_z)$, (Gerya, 2010c):

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

Ley de Fourier de conducción de calor:

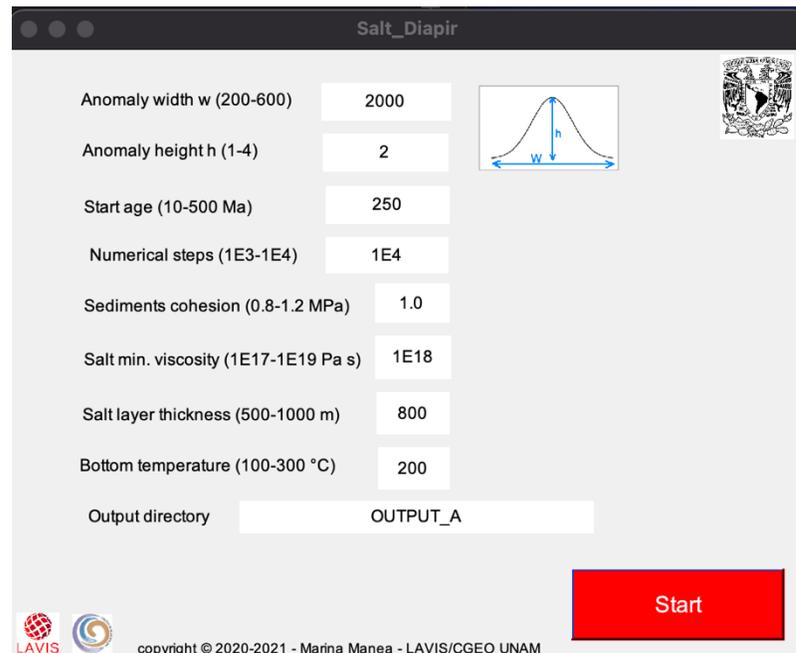
El transporte de calor juega un papel crucial en la geodinámica y es a veces considerada junto con la deformación material, por ejemplo, en la convección del manto, crecimiento de cúpulas graníticas, subducción, entre otros, (Gerya, 2010e). La ecuación más básica de transporte de calor es la ley de Fourier de conducción de calor, la cual relaciona el flujo de calor q , (W/m^2) con el gradiente de temperatura $\frac{\partial T}{\partial x}$ (K/m) de acuerdo con, (Gerya, 2010e):

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

Donde K es la conductividad térmica del material. La conductividad térmica depende de la presión, temperatura, composición y estructura del material en cuestión, (Gerya, 2010e). El flujo de calor q es la cantidad de calor que pasa a través de una unidad de superficie de área, por unidad de tiempo, (Gerya, 2010e). Como es sabido, el calor es conducido de un cuerpo caliente a uno más frío, lo que en la ecuación anterior se representa mediante el símbolo negativo en el lado derecho, (Gerya, 2010e).

7) Simulaciones numéricas para producir diapiros de sal.

En este capítulo se van a presentar algunos ejemplos de formación de diapiros de sal. En la primera fase se establece un modelo inicial que contiene una capa inicial de sal de varios de espesores situada a 6 km de profundidad por debajo de una capa de sedimentos (Figura 6.1.1). El modelo tiene una distribución lineal de temperatura con la profundidad, una reología típica de la halita y el modelo no tiene deformación tectónica. En este estudio se investiga también la influencia de una anomalía inicial de sal en forma de campana de gauss, desde ahora referida como anomalía gaussiana, sobre el movimiento de la capa profunda de sal hacia la superficie. Estas simulaciones numéricas usan diferentes anomalías gaussianas para ver las condiciones necesarias para iniciar el diapirismo por la diferencia de densidad entre la capa de sal y los sedimentos ($\rho_{\text{sal}}=2.1 \text{ kg/m}^3$; ($\rho_{\text{sedimentos}}=2.7 \text{ kg/m}^3$).



The screenshot shows the 'Salt_Diapir' software interface. It features a list of input parameters with corresponding values in text boxes. A diagram of a Gaussian anomaly is shown to the right of the 'Anomaly width w' and 'Anomaly height h' parameters. The 'Start' button is highlighted in red. The interface includes logos for LAVIS and UNAM, and a copyright notice for Marina Manea (2020-2021).

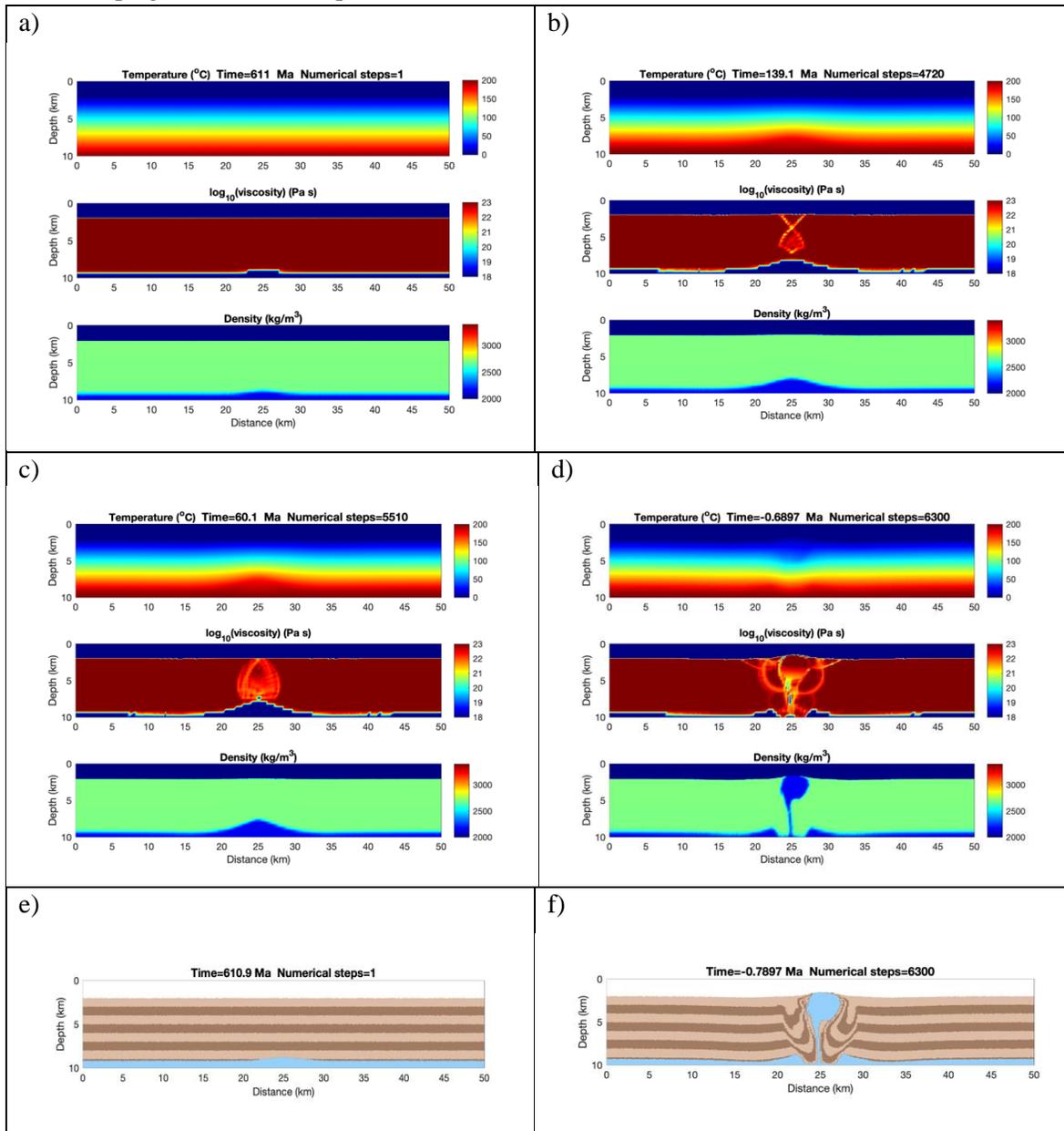
Parameter	Value
Anomaly width w (200-600)	2000
Anomaly height h (1-4)	2
Start age (10-500 Ma)	250
Numerical steps (1E3-1E4)	1E4
Sediments cohesion (0.8-1.2 MPa)	1.0
Salt min. viscosity (1E17-1E19 Pa s)	1E18
Salt layer thickness (500-1000 m)	800
Bottom temperature (100-300 °C)	200
Output directory	OUTPUT_A

Figura 6.1.1 Condiciones iniciales para la formación del diapiro. (de arriba hacia abajo, *Anomaly width* w = indica la extensión horizontal de la anomalía gaussiana, *Anomaly height* = indica la extensión vertical de la anomalía gaussiana, *Start age* = indica el tiempo que tarda el diapiro en aflorar a la superficie, *Numerical steps* = indica la cantidad de iteraciones que lleva a cabo el programa para simular el diapiro, *Sediments cohesion* = indica la cohesión de los sedimentos que suprayacen a la capa de sal, *Salt min. Viscosity* = indica la viscosidad de la capa de sal, *Salt layer thickness* = indica el espesor de la capa de sal, *Bottom temperature* = indica la temperatura en el fondo de la capa de sal.

Las simulaciones están hechas con el programa “*Salt_Diapir* v1.0” (Manea, 2020) basado en diferencias finitas y desarrollado en el Laboratorio Nacional de Visualización Científica Avanzada de la UNAM (LAVIS). Cabe aclarar que el programa “*Salt_Diapir* v1.0” (Manea, 2020), desde ahora referido como “*salt diapir*”, no considera procesos de acortamiento tectónico y en cambio sólo considera cambios estructurales inducidos por la diferencia de densidad y temperatura, por lo que los resultados arrojados por dicho programa constituyen solo una herramienta visual para ilustrar el desarrollo geométrico de los diapiros en este trabajo.

Modelos con una anomalía inicial de tipo gaussiano.

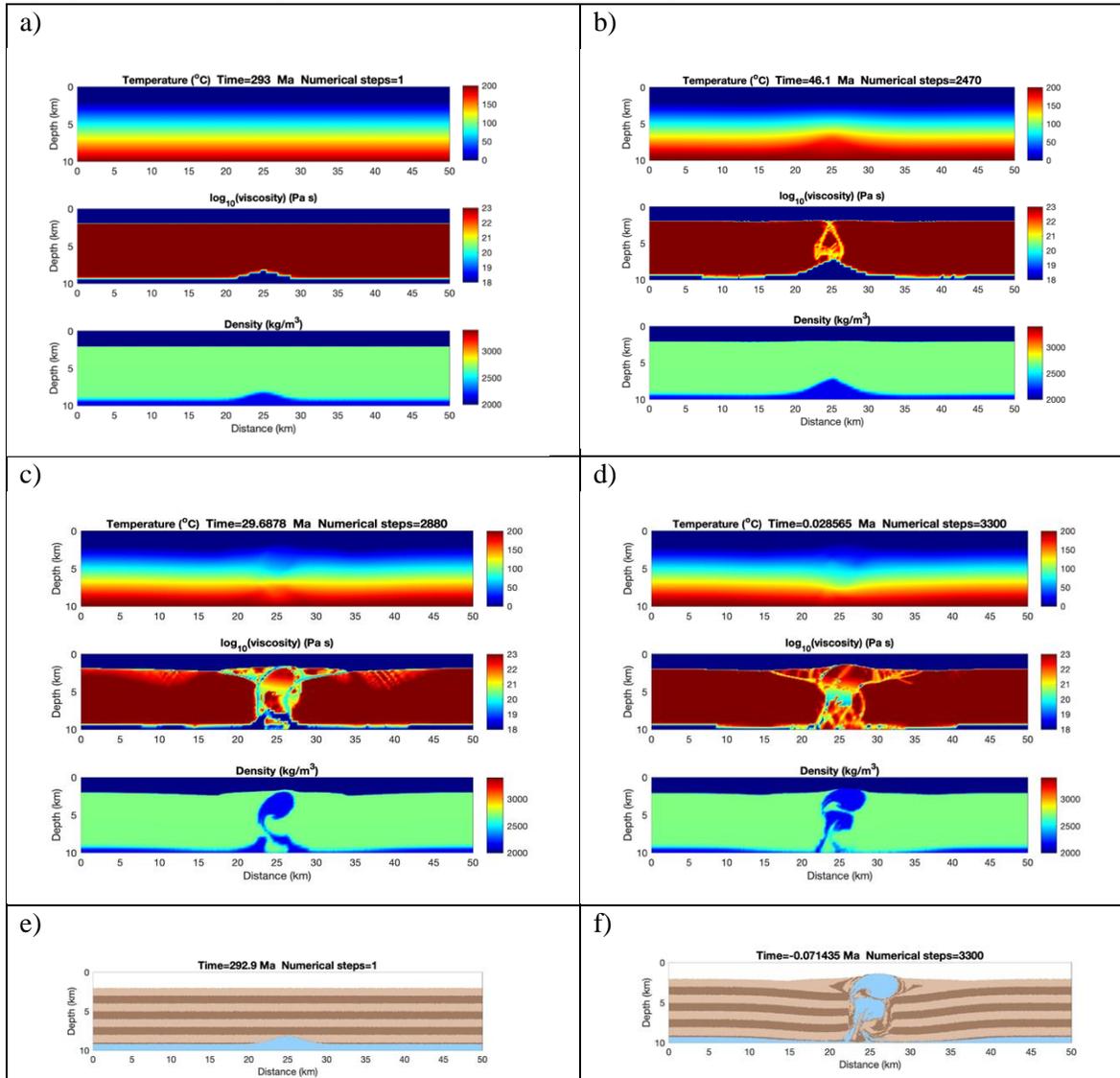
Para estos modelos se consideran los siguientes parámetros: espesor de la capa de sal = 800 m, temperatura = 200 °C, y viscosidad = 10^{18} Pa s. En el modelo 1 (M1) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 10 km de ancho y 500 m de altura. Con esta distribución de la capa de sal se logra obtener un diapiro de sal de forma casi esférica (o circular). En el modelado se observa como las capas sedimentarias están altamente plegadas hacia el diapiro de sal.



Modelo 1 (M1): ($w=2000$ (10 km); $h=2$ (500 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 610 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una

alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

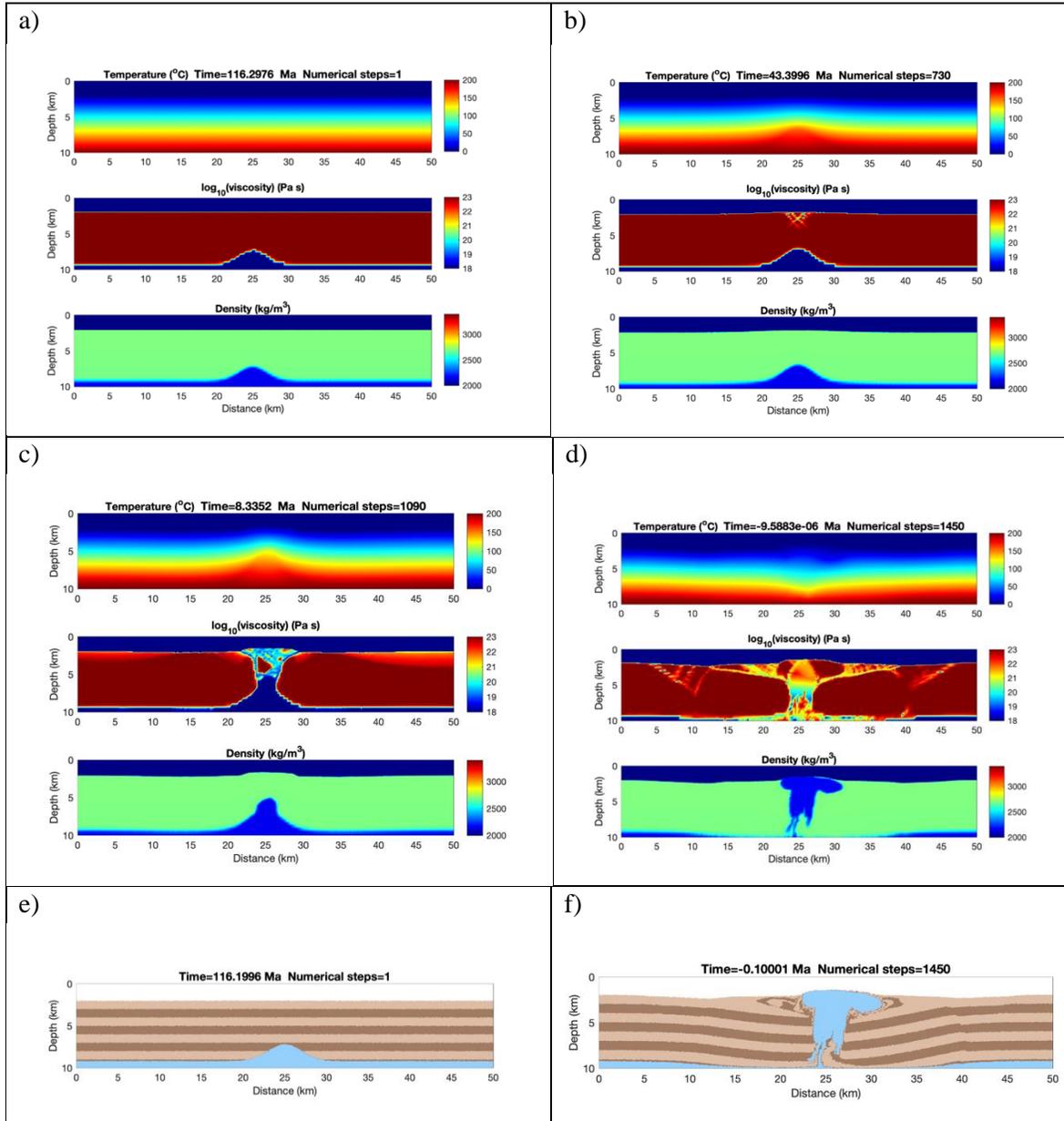
En el modelo 2 (M2) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 10 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se logra obtener un diapiro de sal de forma muy irregular. En el modelado se observa el plegamiento de las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 2 (M2): ($w=2000$ (10 km); $h=5$ (1000 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 293 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 3 (M3) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 10 km de ancho y 2 km de altura. Con esta distribución de

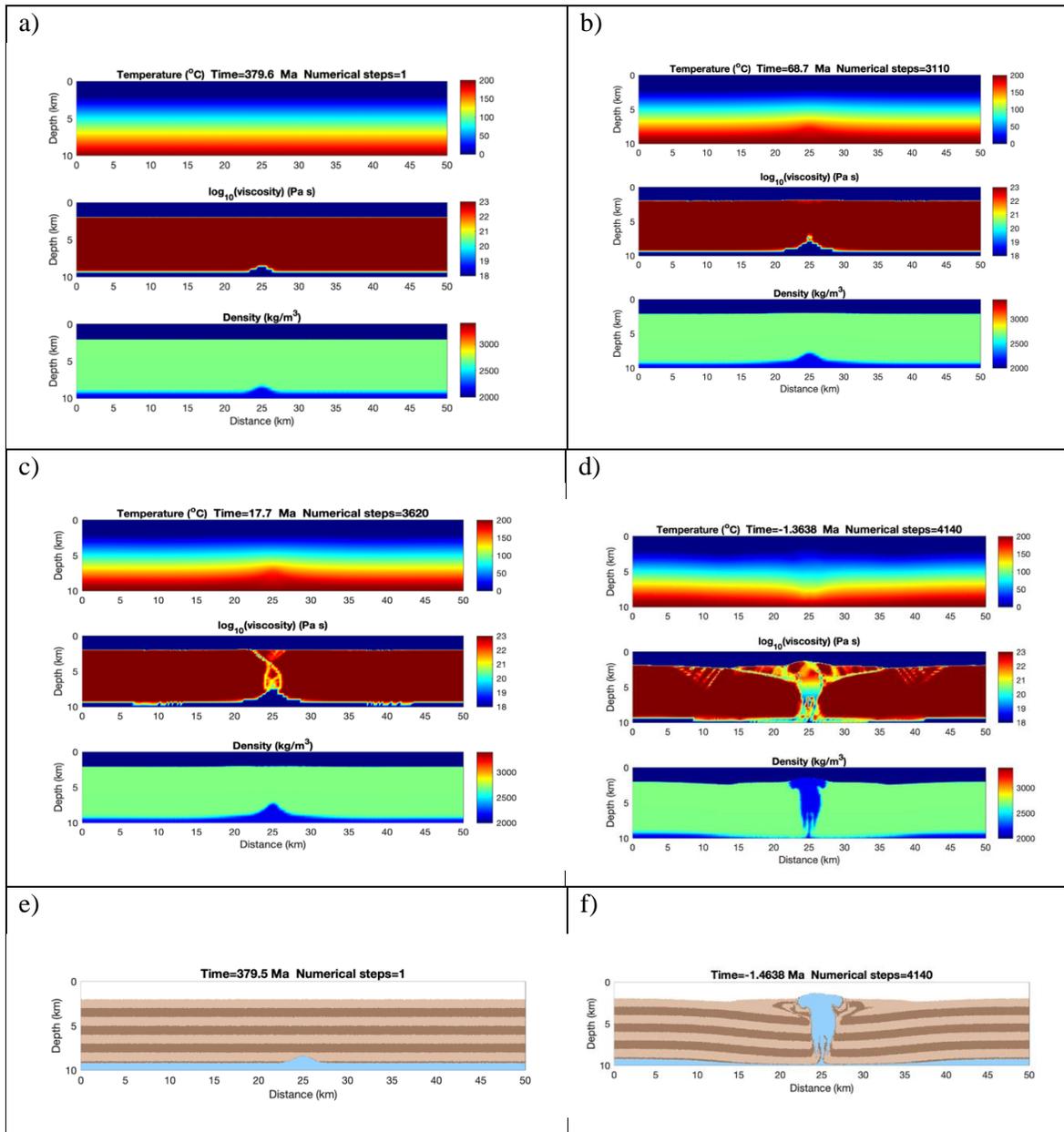
la capa de sal se logra obtener un diapiro de sal de forma aplanada. En el modelado se observa la deformación de las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 3 (M3): ($w=2000$ (10 km); $h=10$ (2000 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 116 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

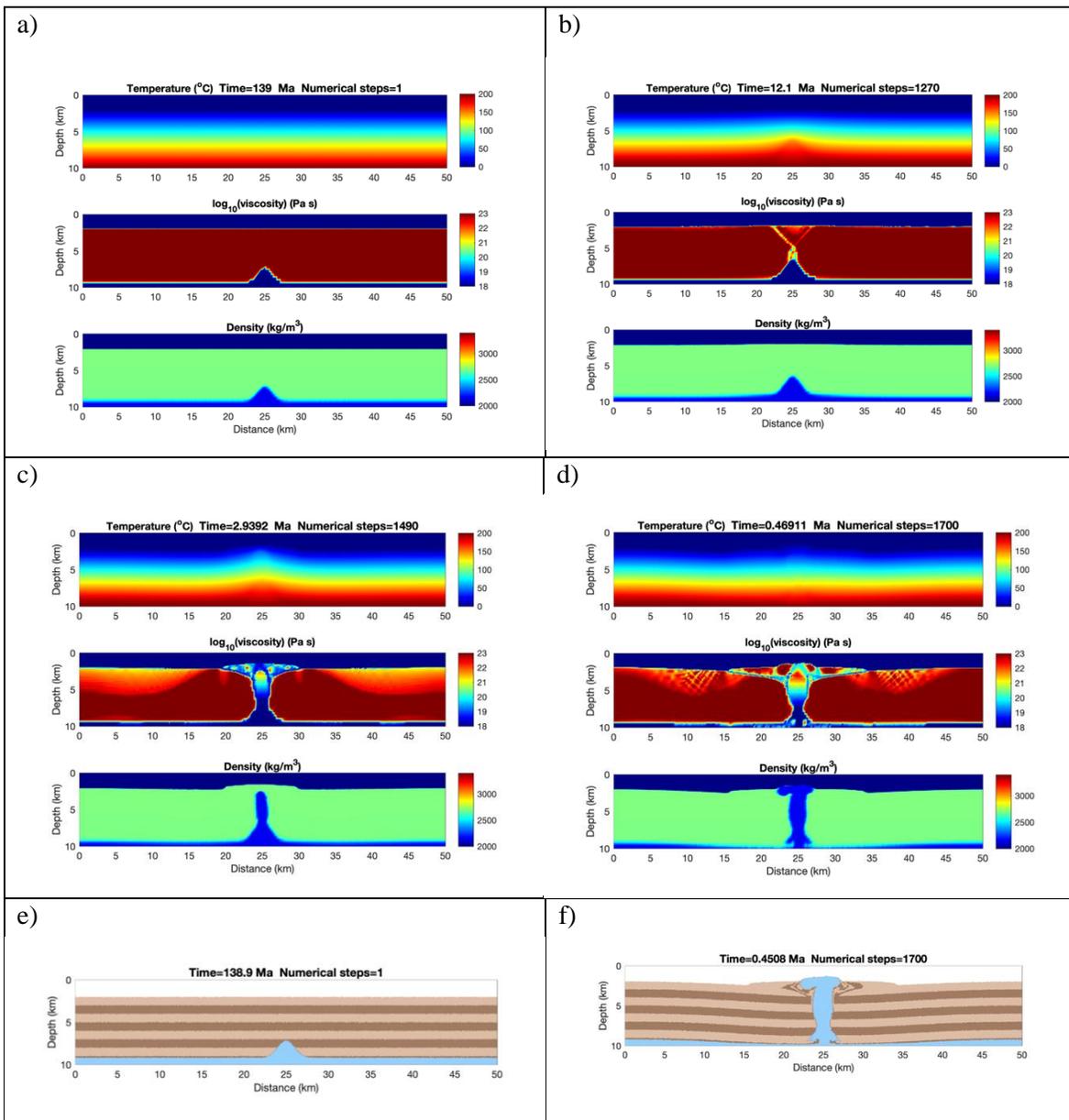
En el modelo 4 (M4) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 400 m de altura. Con esta distribución de

la capa de sal se logra obtener un diapiro de sal de forma alargada y aplanada en la parte superior. En el modelado se observa la deformación de las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



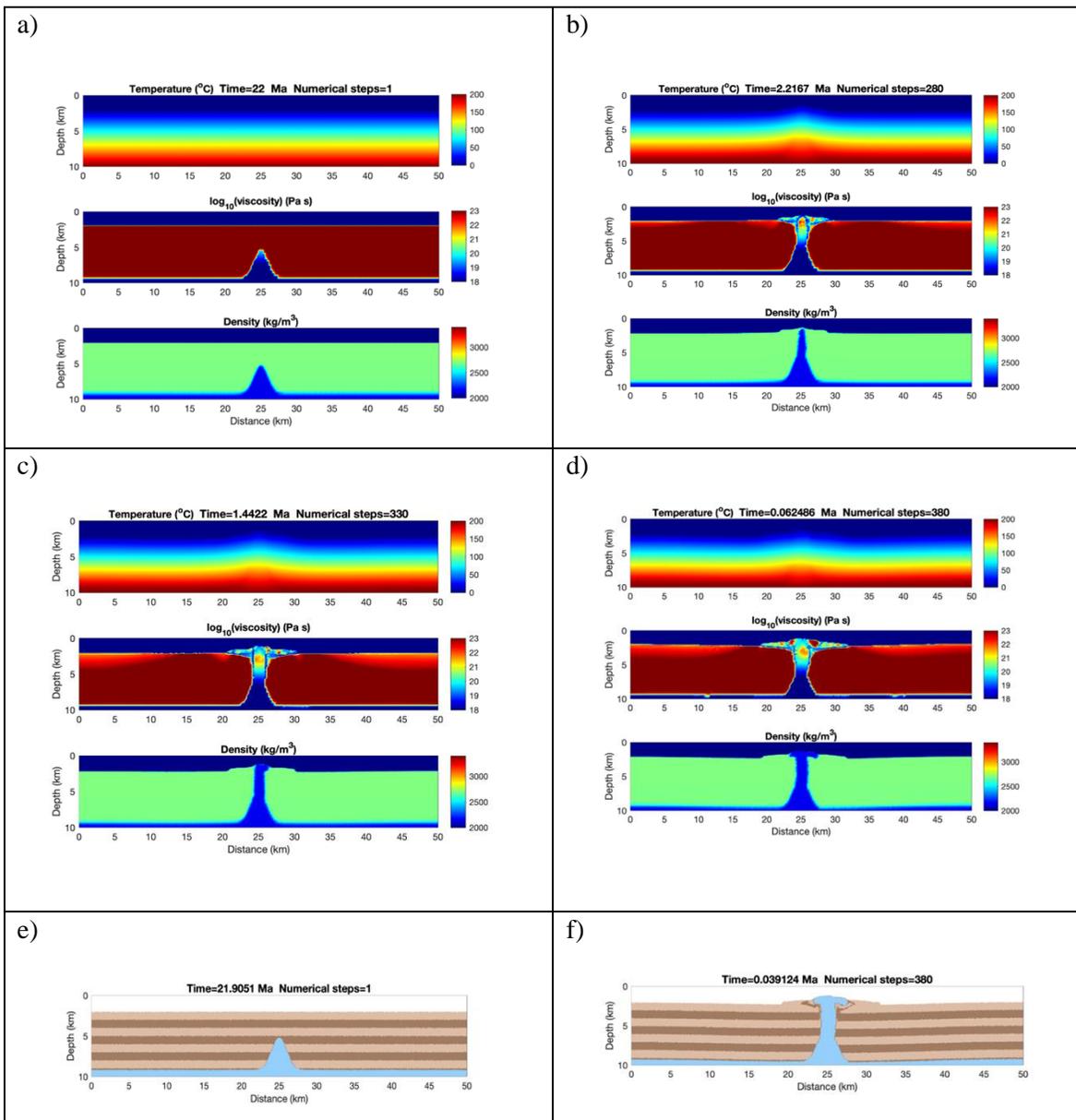
Modelo 4 (M4): ($w=1000$ (5 km); $h=2$ (400m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 380 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Abajo: distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternación de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 5 (M5) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 10 km de ancho y 400 m de altura. Con esta distribución de la capa de sal se logra obtener un diapiro de sal de forma alargada y aplanada en la parte superior. En el modelado se observa la deformación de las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



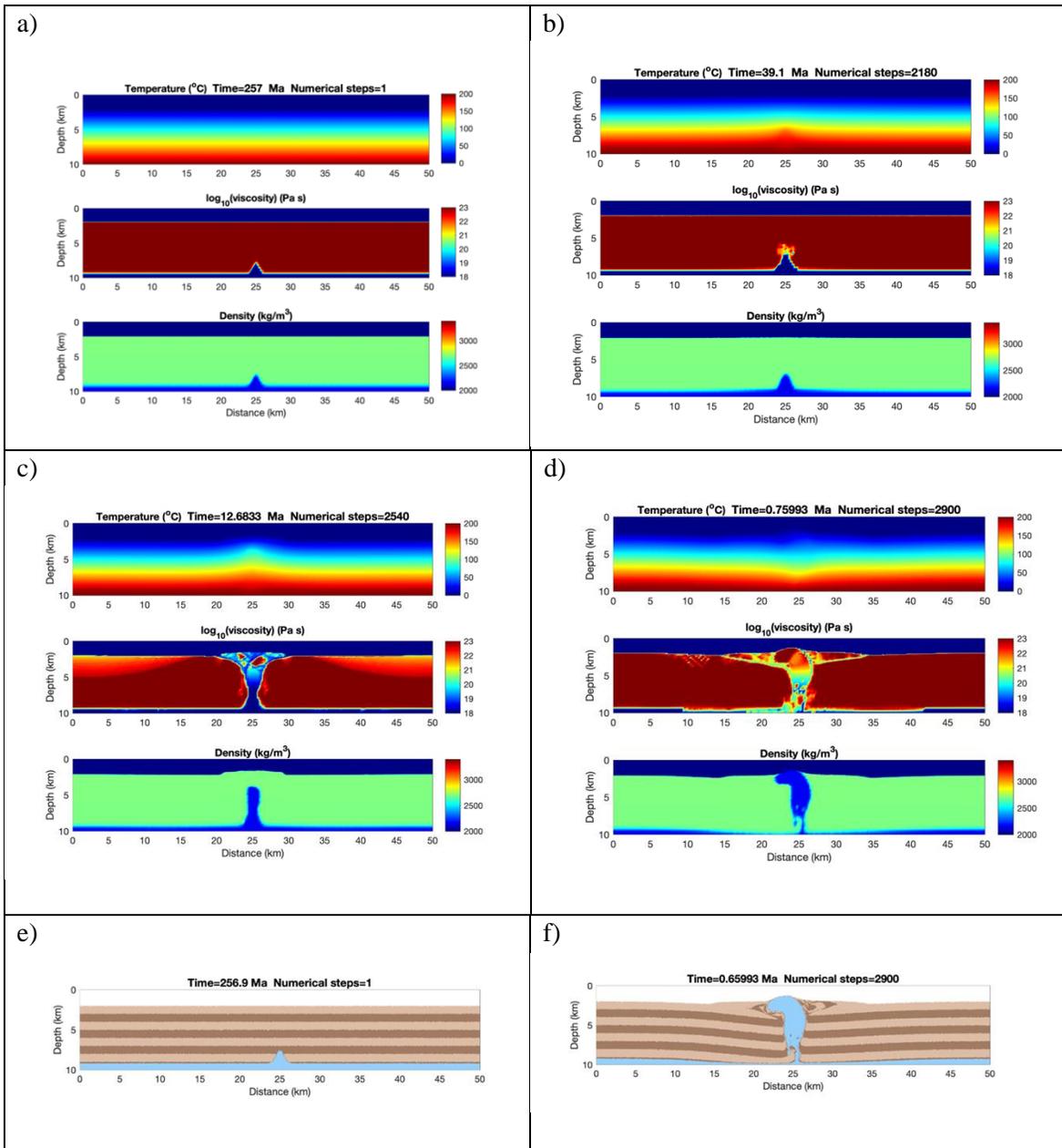
Modelo 5 (M5): ($w=1000$ (5 km) ; $h=5$ (1000 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 139 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternación de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 6 (M6) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 2000 m de altura. Con esta distribución de la capa de sal se logra obtener un diapiro de sal de forma puntiaguda que tarda considerablemente menos tiempo en ascender a la superficie. En el modelado se observa una deformación menor (en comparación con los modelos anteriores) de las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



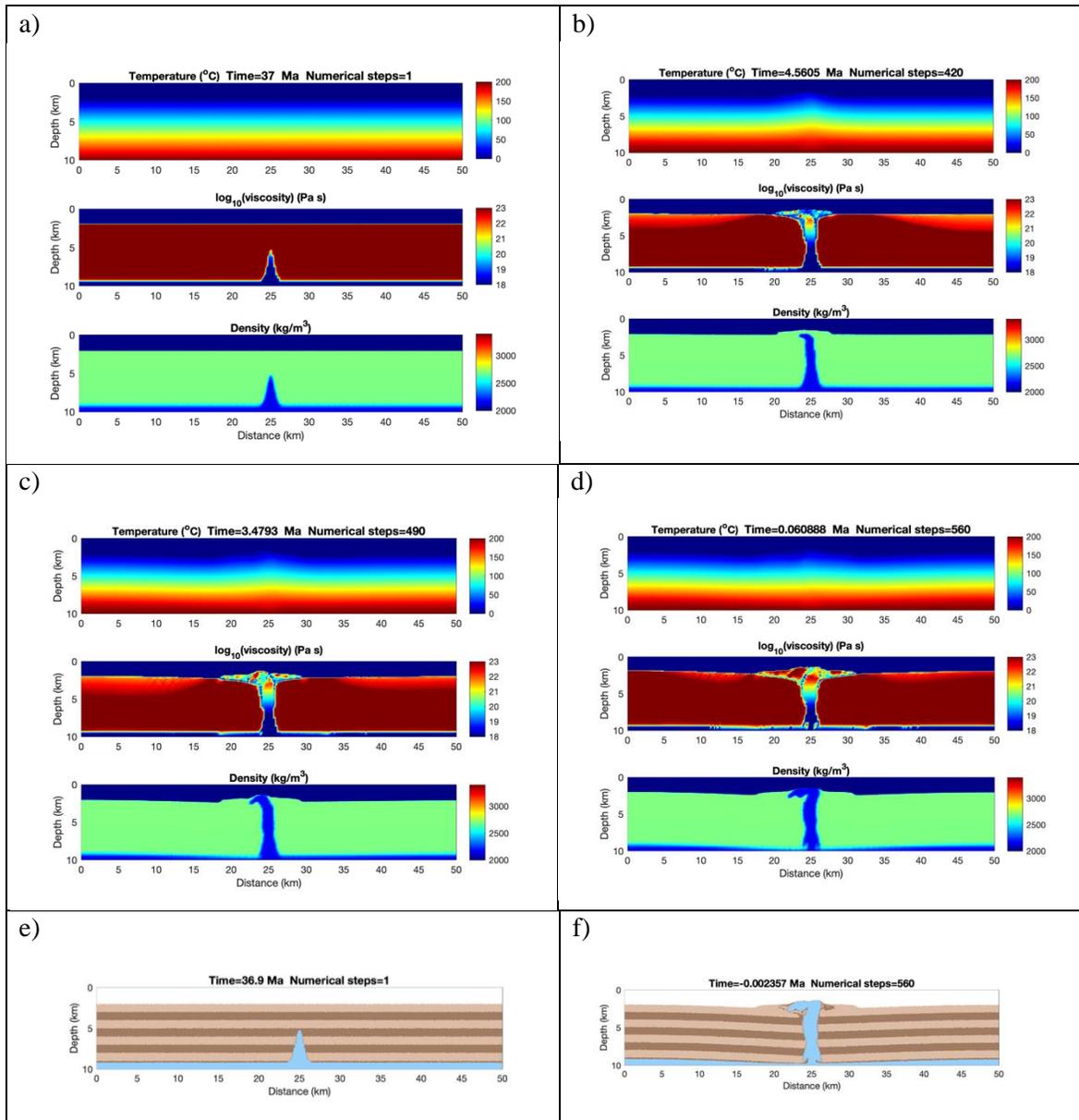
Modelo 6 (M6): ($w=1000$ (5 km); $h=10$ (2000 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 22 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 7 (M7) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 2.5 km de ancho y 400 m de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una anomalía muy pequeña que tarda más tiempo en ascender a la superficie, ya que el área de extensión y la altura son mucho menores. En el modelado se observa una deformación menor de las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



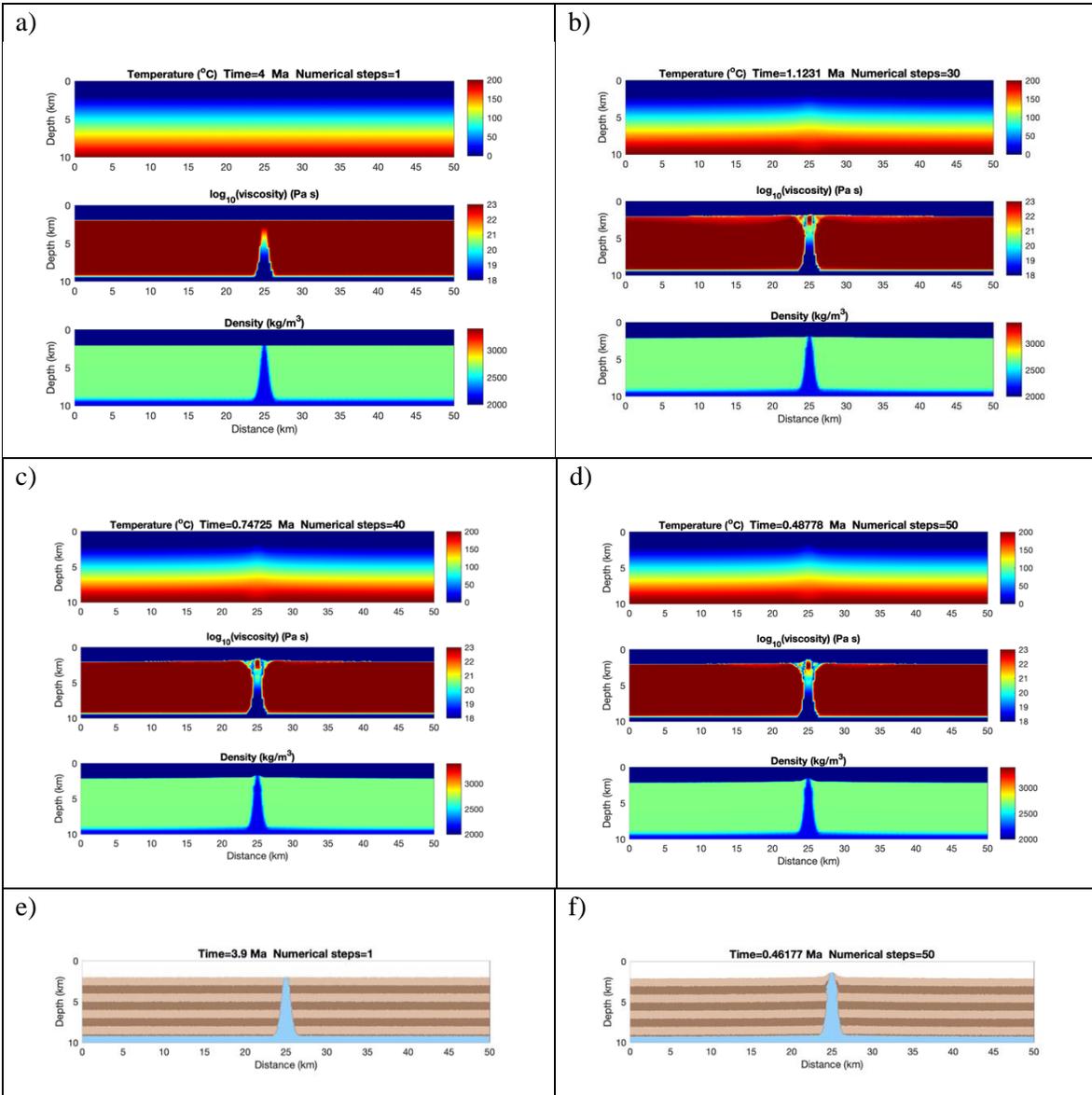
Modelo 7 (M7): ($w=500$ (2.5 km); $h=2$ (400 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 257 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternación de badas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 8 (M8) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 2.5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una anomalía que tarda menos tiempo en ascender a la superficie, ya que el área de extensión es menor y la altura mayor. En el modelado se observa una deformación menor de las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 8 (M8): ($w=500$ (2.5 km); $h=5$ (1000 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 37 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 9 (M9) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 2.5 km de ancho y 2 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una anomalía que tarda muy poco tiempo en ascender a la superficie (en comparación con los otros modelos), ya que el área de extensión es menor y la altura mayor, lo que facilita el ascenso de la sal. En el modelado se observa poca deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.

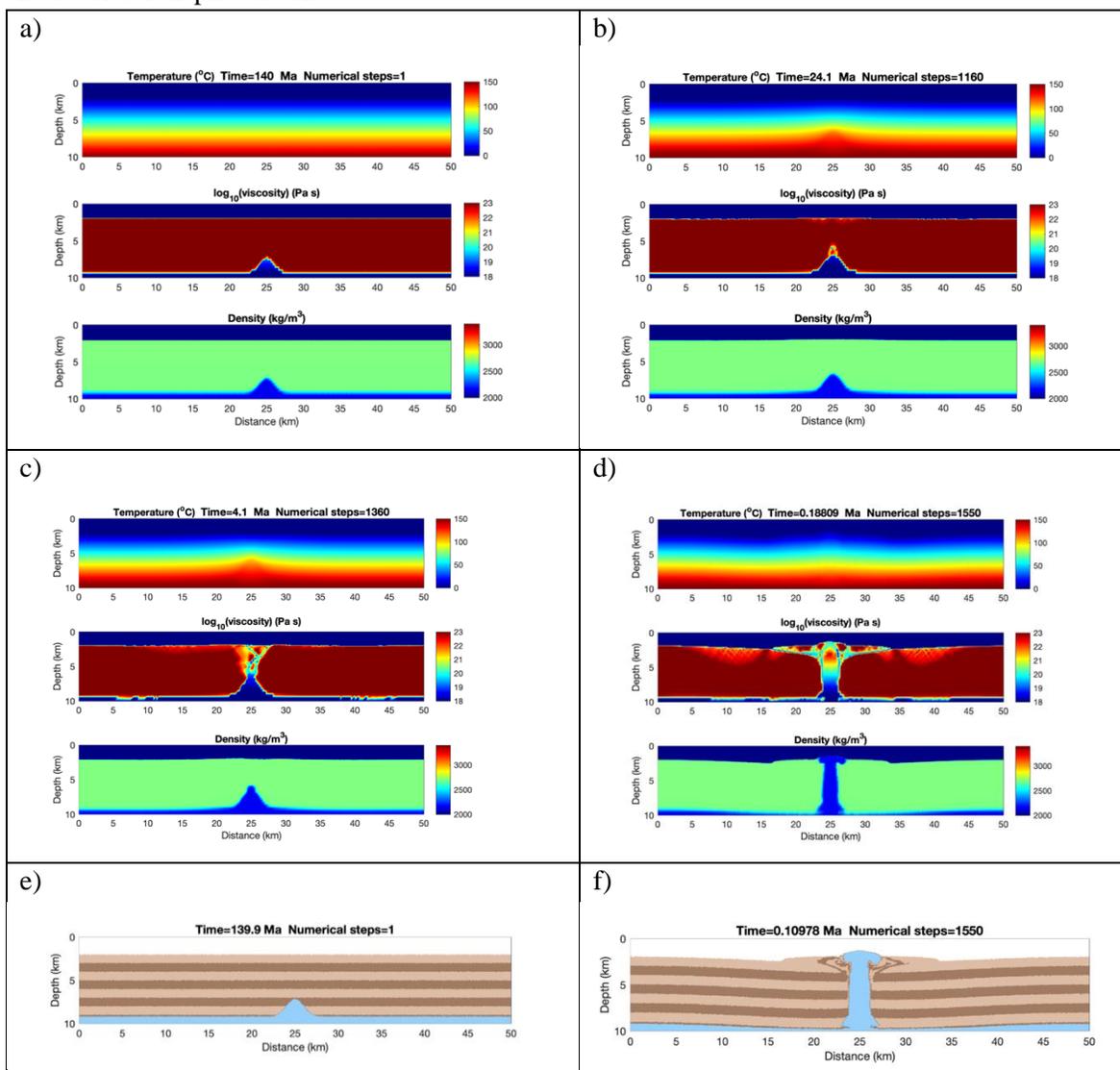


Modelo 9 (M9): ($w=500$ (2.5 km); $h=10$ (2000 m)). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 4 Ma. Arriba: La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

Modelos con varias temperaturas en la base de la capa de sal.

Para estos modelos el grueso de la capa de sal = 800 m, viscosidad de la sal 10^{18} Pa s

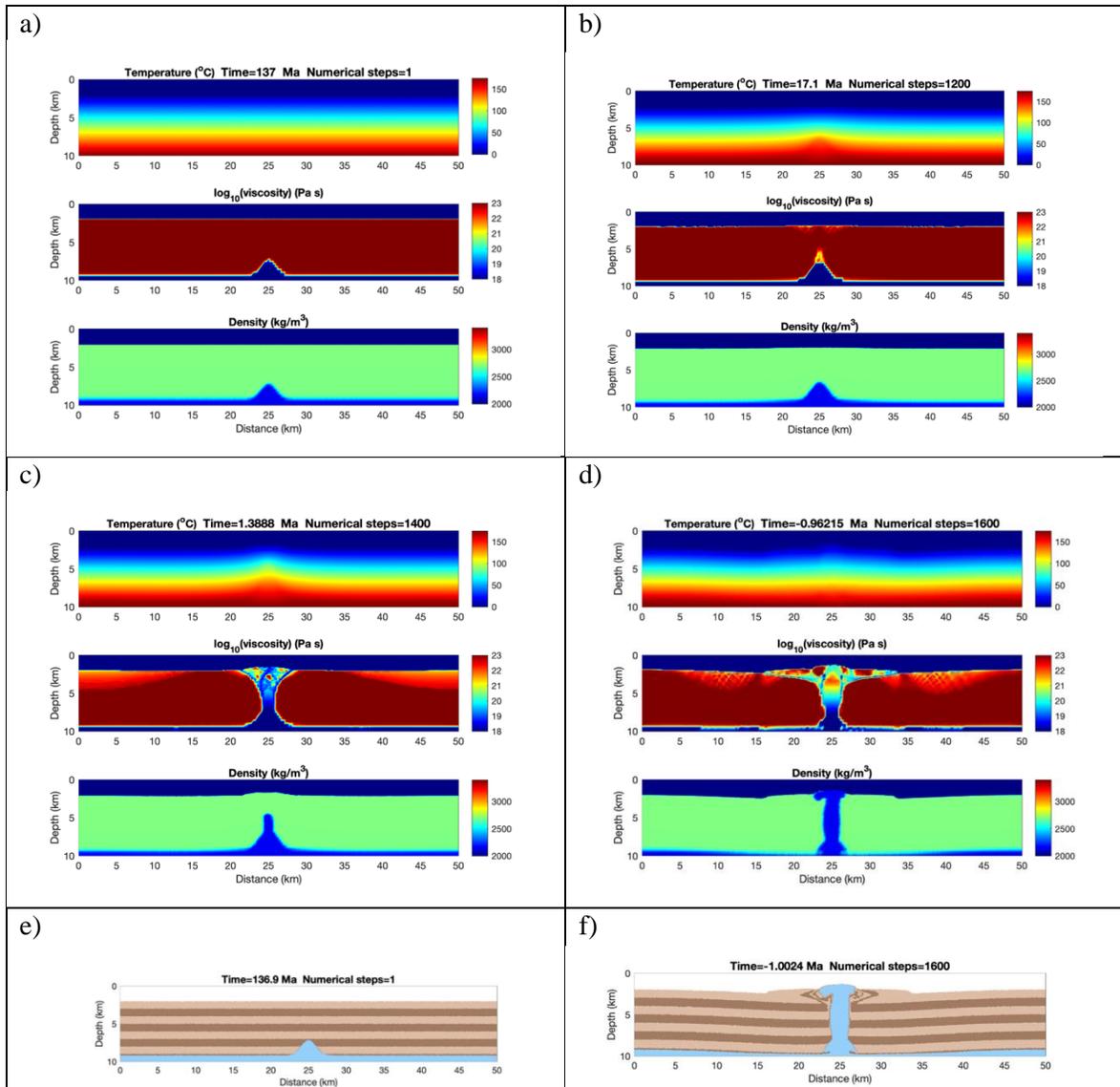
En el modelo 10 (M10) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene un diapiro de sal ancho en la superficie, el aumento en la temperatura hace que la sal sea menos densa. En el modelado se aprecia la deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 10 (M10): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m); temperatura del fondo= 150 °C). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 140 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor

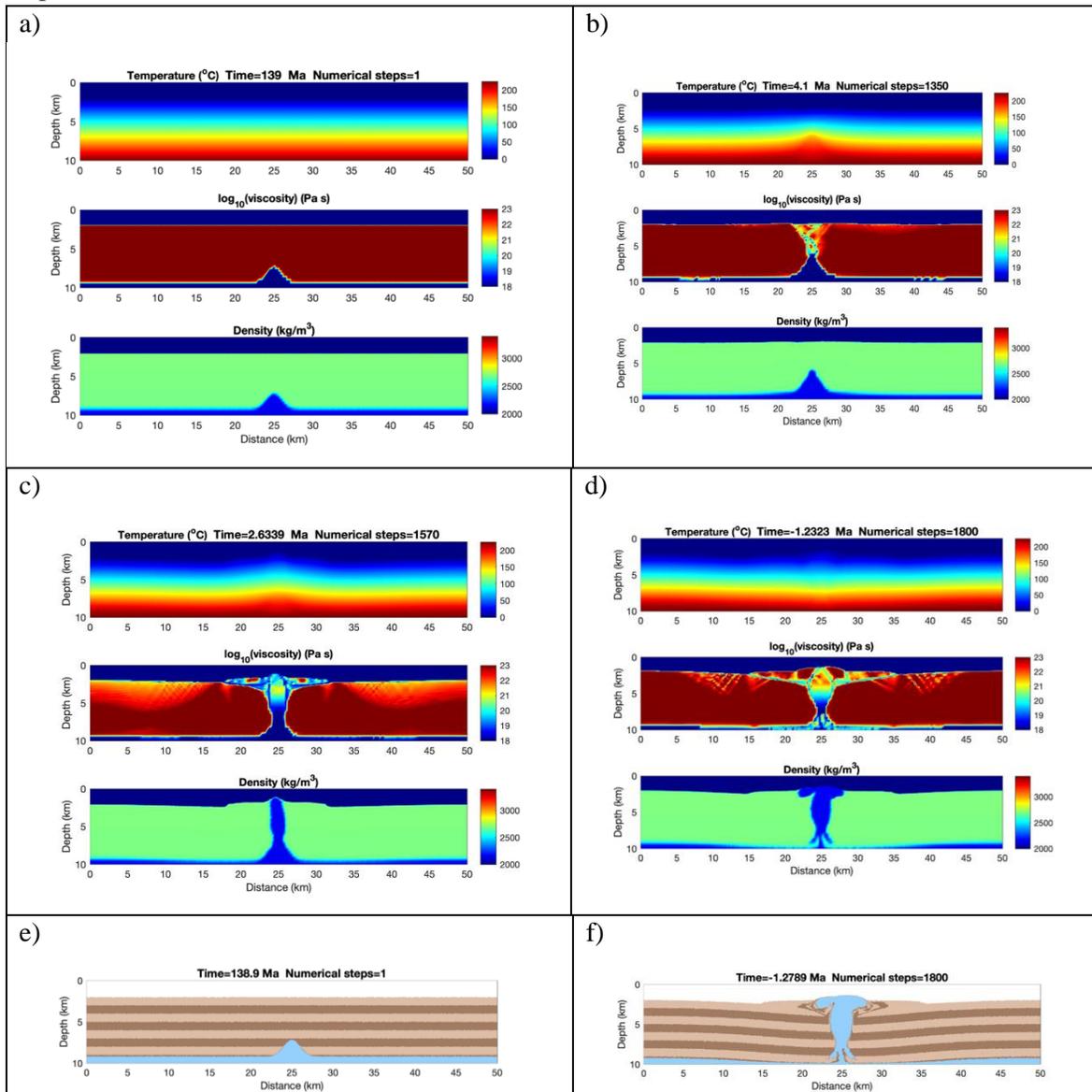
identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 11 (M11) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene un diapiro de sal ancho en la superficie, el aumento en la temperatura hace que la sal sea menos densa y que, por lo tanto, ascienda más rápido. En el modelado se observa la deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



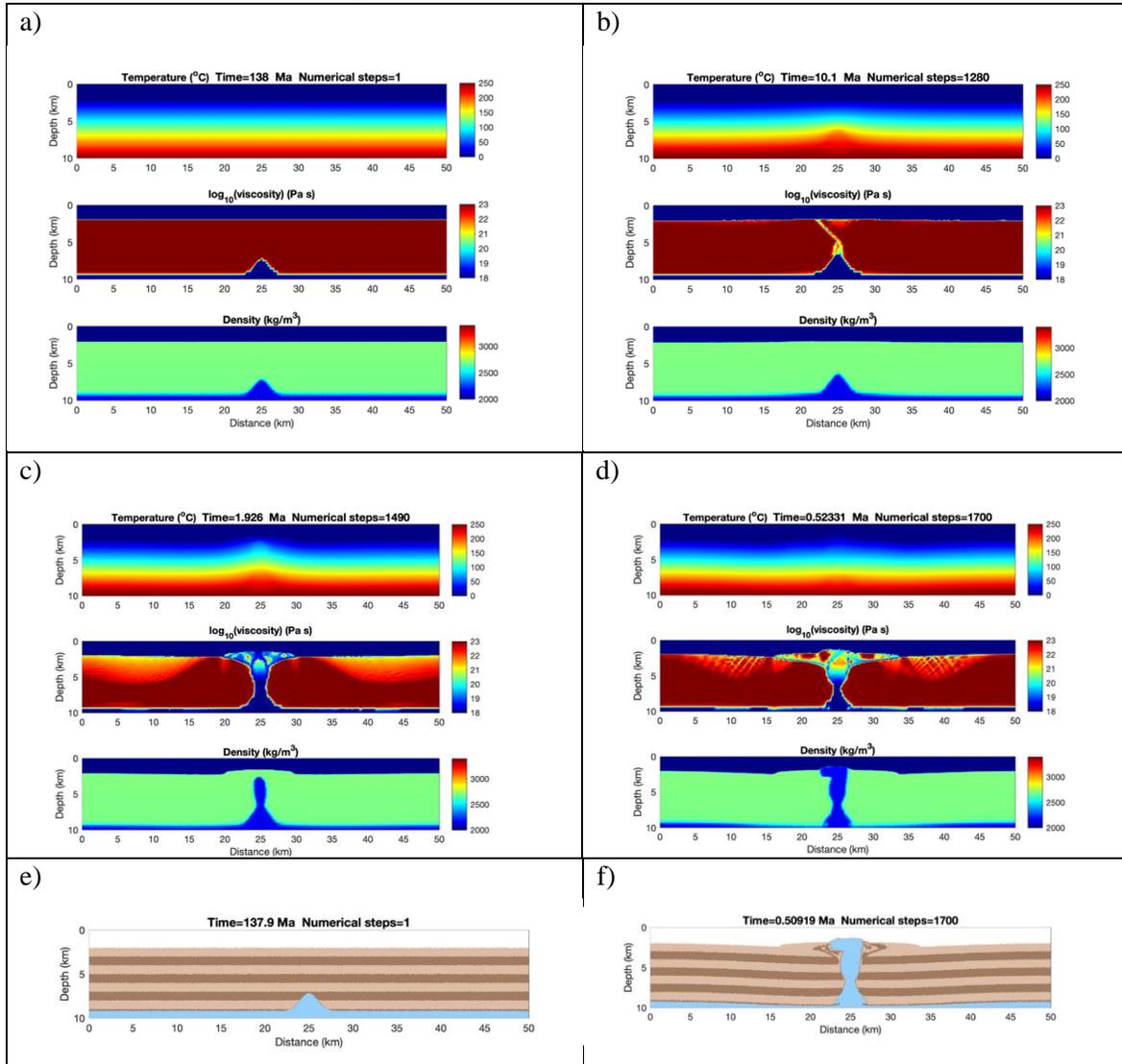
Modelo 11 (M11): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m); temperatura del fondo=175 °C). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie: 137 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 12 (M12) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene un diapiro de sal ancho en la superficie, a pesar del aumento de la temperatura, el tiempo de ascensión no disminuye, en cambio la masa de sal se encuentra más deformada. En el modelado se observa la deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 12 (M12): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000); temperatura del fondo= 225°C). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 139 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

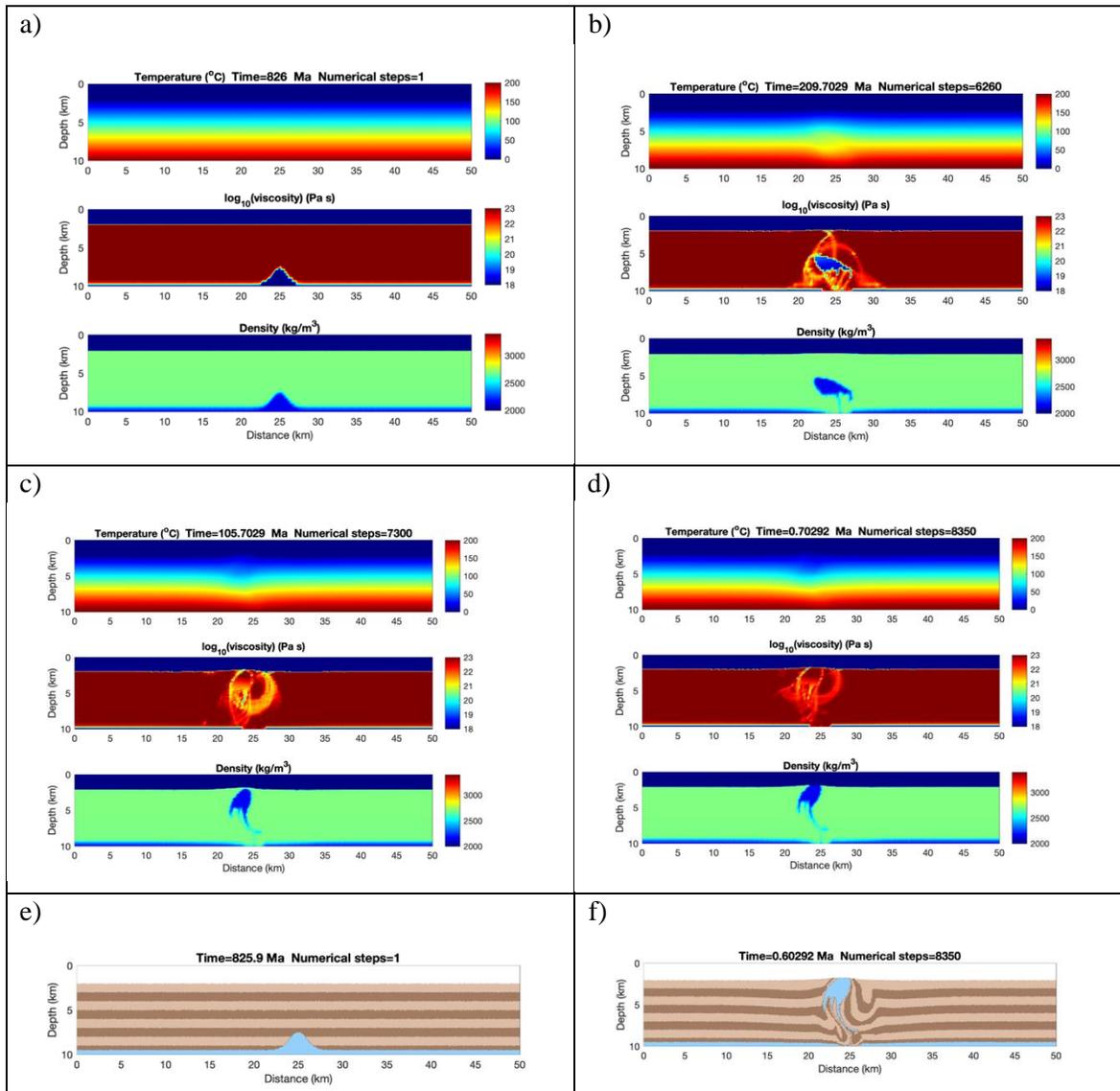
En el modelo 13 (M13) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene un diapiro de sal ancho en la superficie, con el aumento de la temperatura, el tiempo de ascensión disminuye un poco. En el modelado se observa la deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 13 (M13): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m); temperatura del fondo=250 °C). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 138 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 14 (M14) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una anomalía muy pequeña, que debido al poco espesor y a la baja temperatura tarda considerablemente más en ascender a la superficie y se obtiene un diapiro de forma

muy irregular. En el modelado se observa la gran deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.

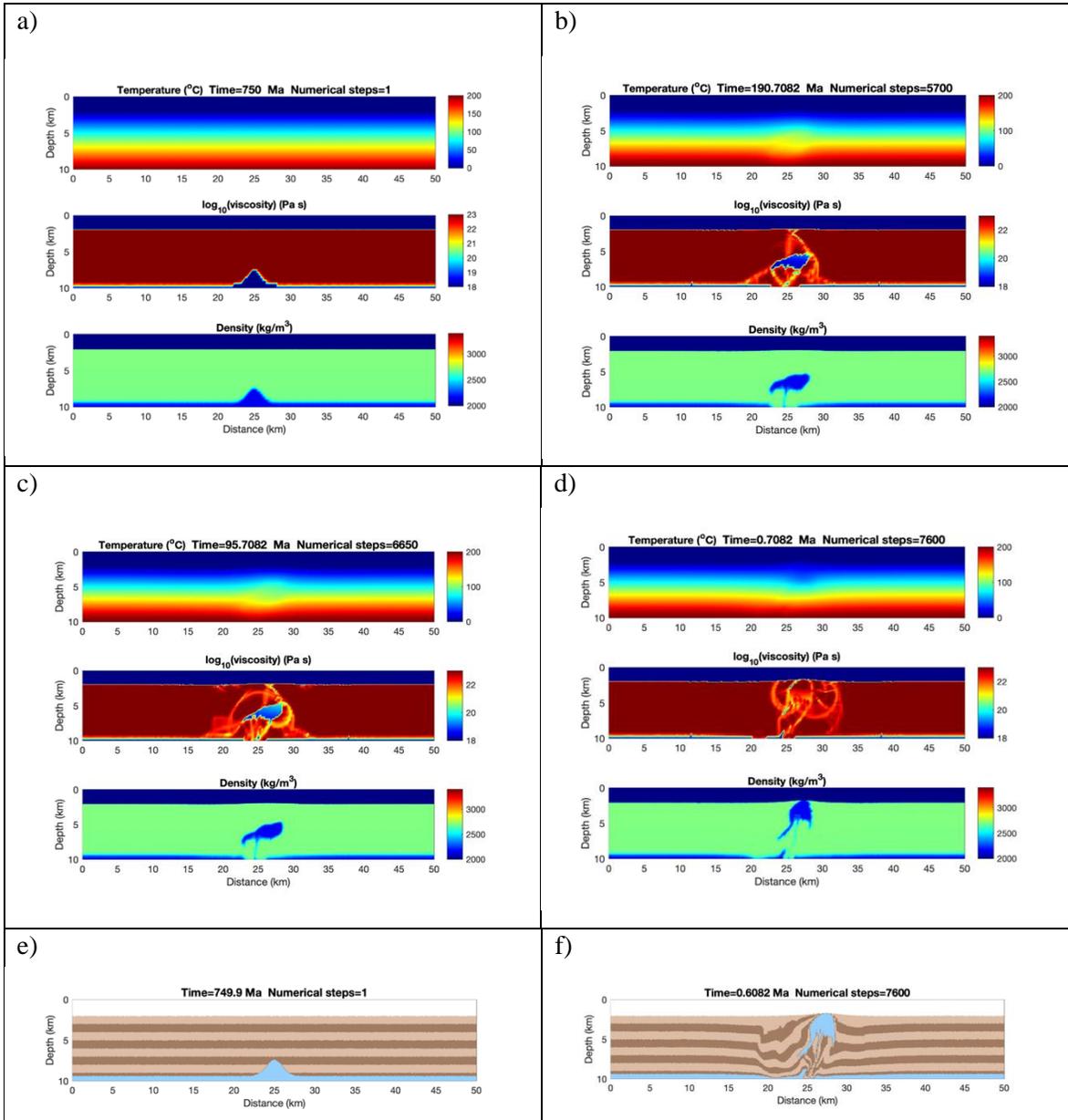


Modelo 14 (M14): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m); temperatura=200 °C; espesor de la capa de sal = 500 m). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 826 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

Modelos con diferentes espesores de capa de sal.

Para estos modelos la viscosidad es 1018 Pa s.

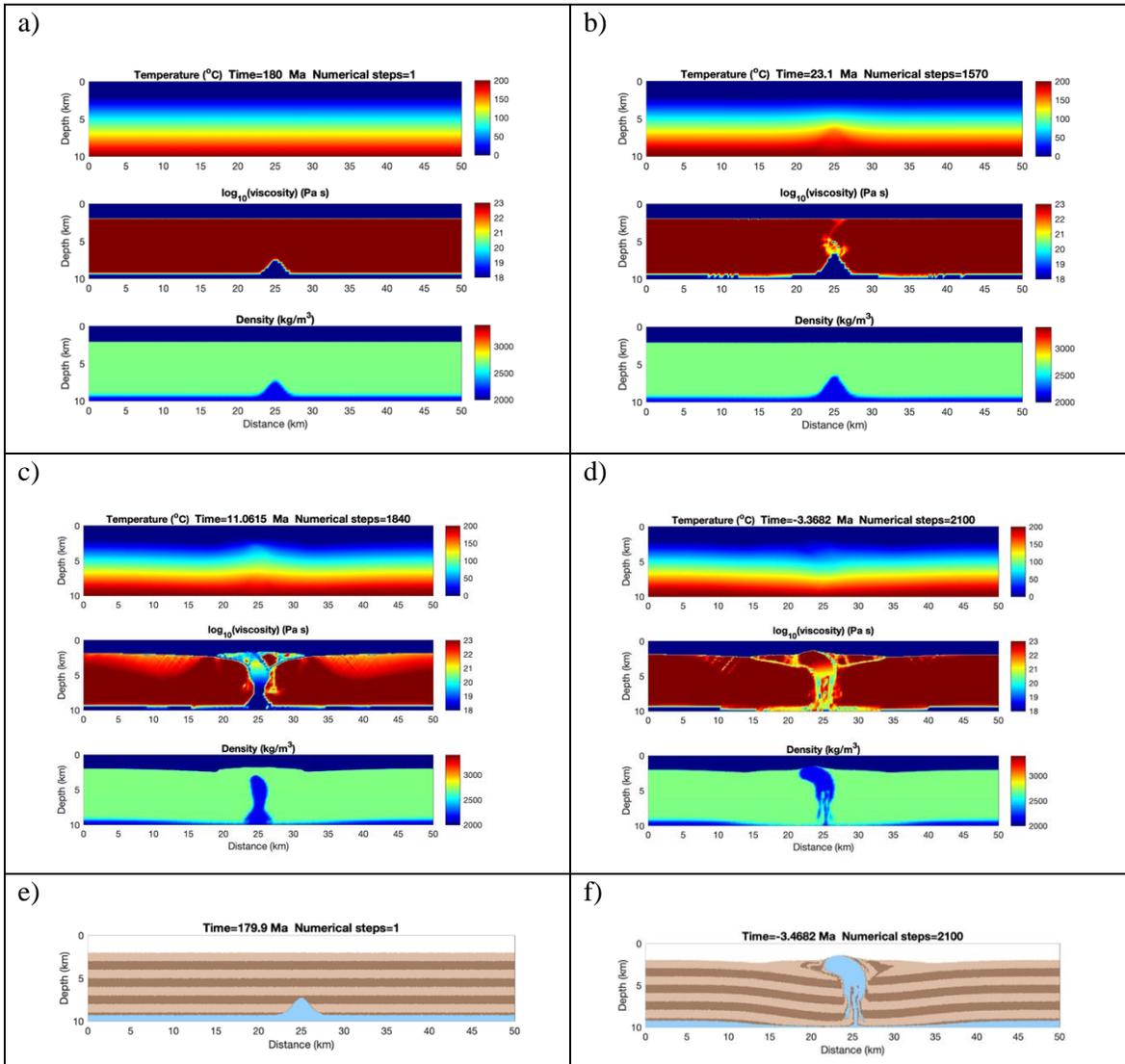
En el modelo 15 (M15) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una capa de sal muy delgada que en comparación con los siguientes modelos tarda más tiempo en ascender a la superficie y se obtiene un diapiro con forma irregular. En el modelado se observa la gran deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 15 (M15): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m)); temperatura del fondo = 200 °C; espesor de la capa de sal=600 m). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 750 Ma. Arriba: la distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial c)

y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

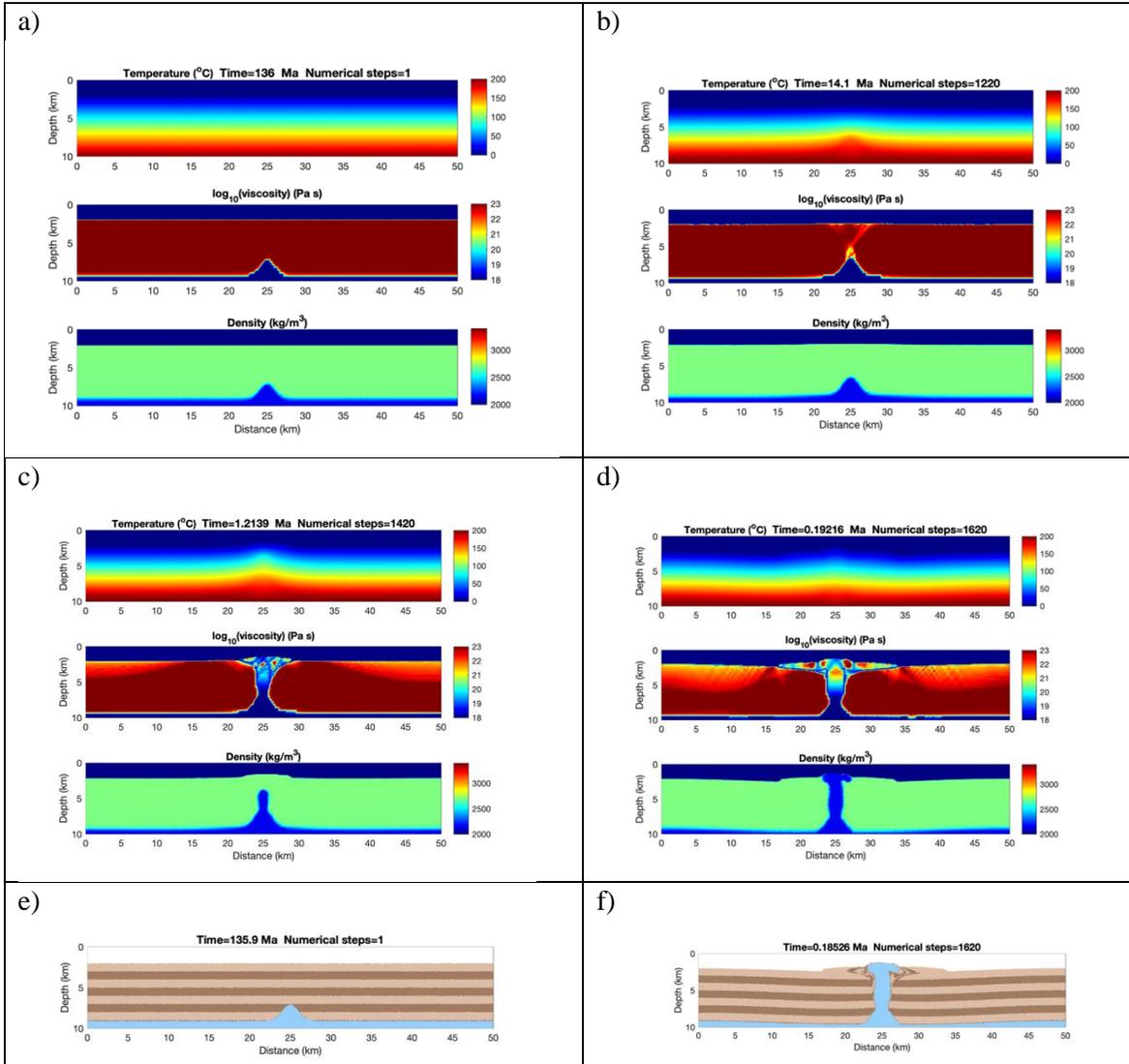
En el modelo 16 (M16) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una capa de sal más espesa que tarda menos tiempo en ascender a la superficie, y se obtiene un diapiro con forma irregular. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 16 (M16): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m)); temperatura de fondo =200 °C; espesor de la capa de sal =700 m). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 180 Ma. Distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café

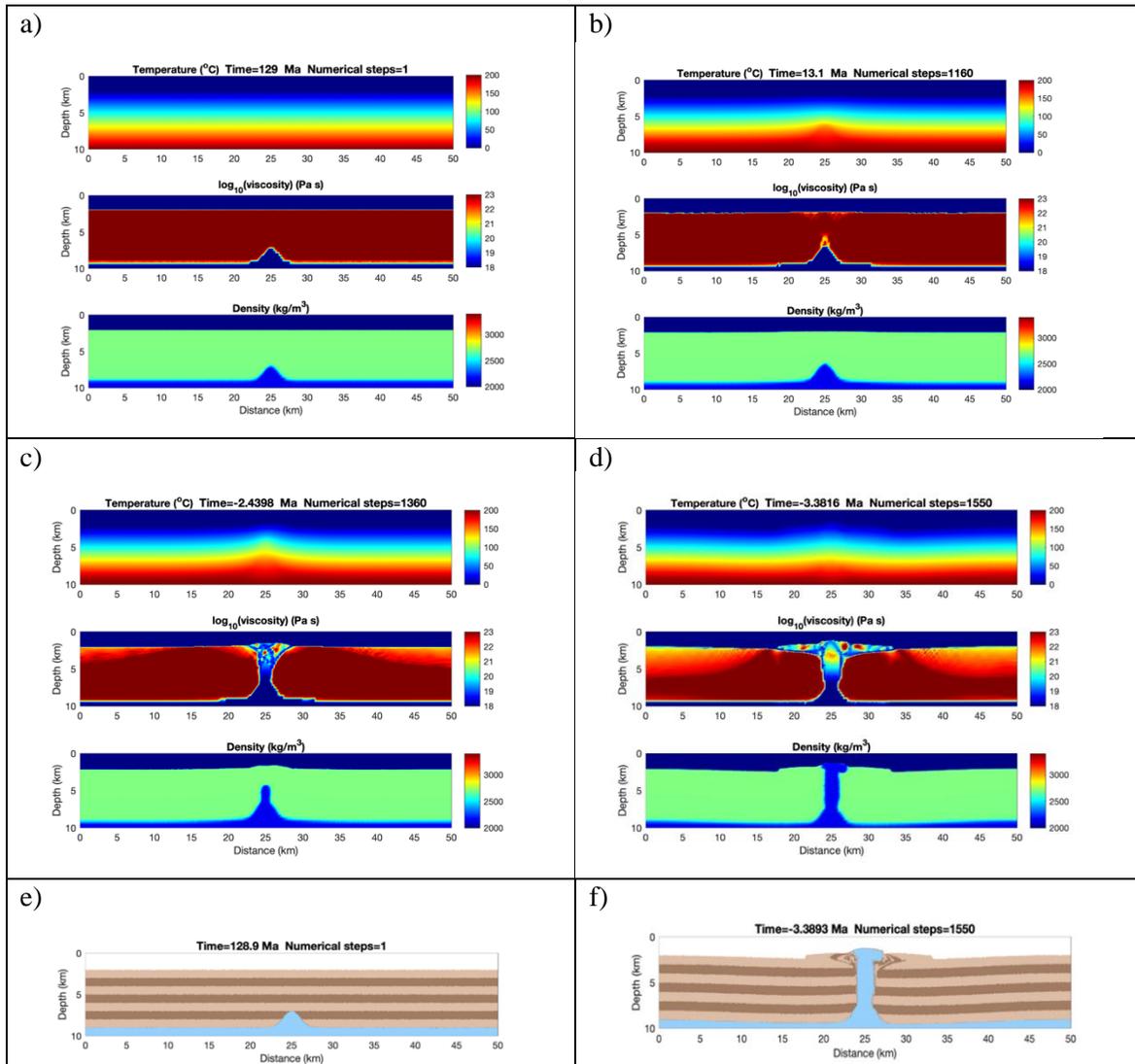
para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 17 (M17) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una capa de sal más espesa que tarda menos tiempo en ascender a la superficie, y se obtiene un diapiro con forma irregular. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 17 (M17): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m); temperatura de fondo= 200 °C; espesor de la capa de sal = 900 m). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 136 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 18 (M18) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de ≈ 5 km de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal se obtiene una capa de sal más espesa que tarda menos tiempo en ascender a la superficie, y se obtiene un diapiro con forma irregular. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.

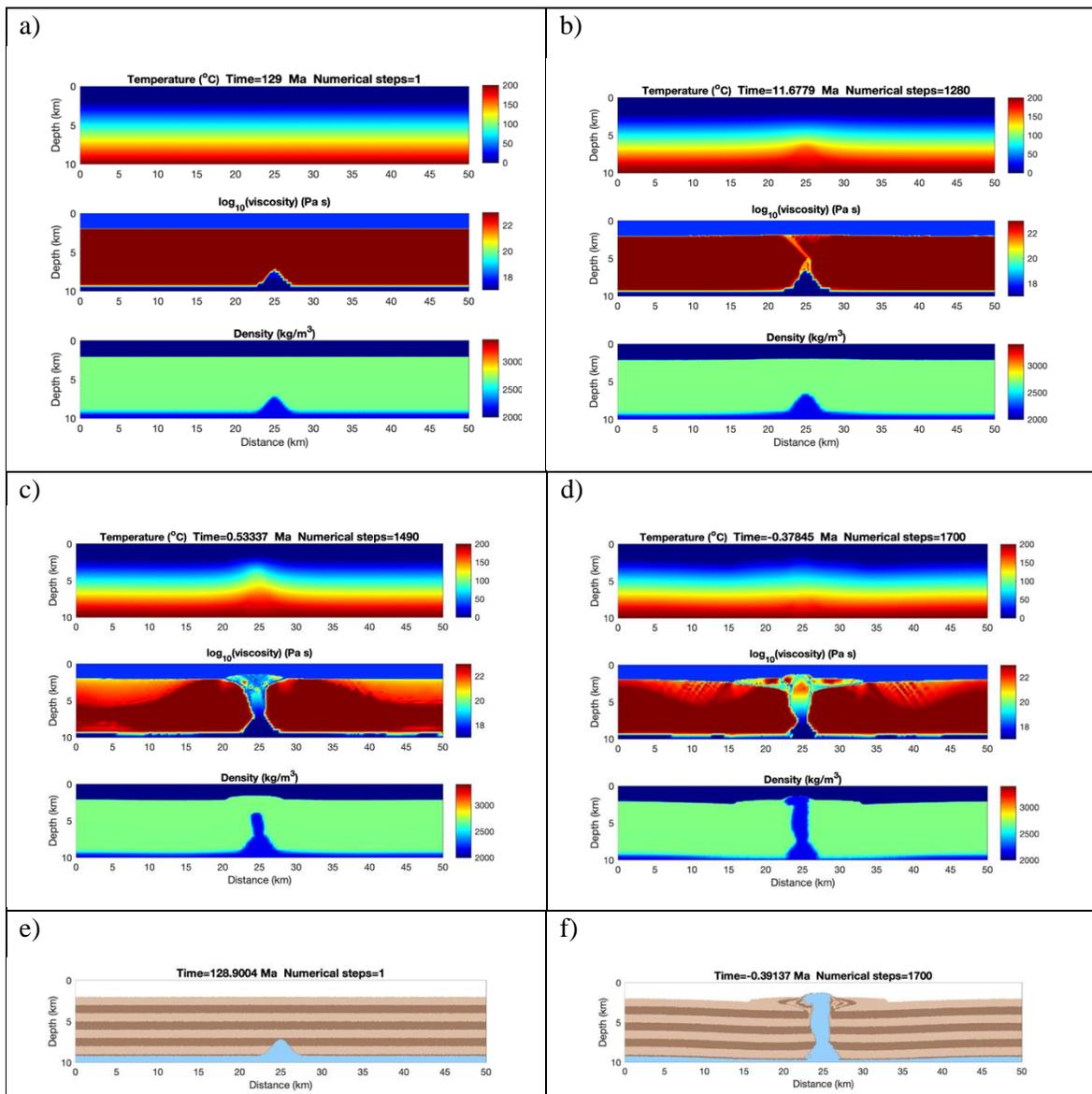


Modelo 18 (M18): ($w=1000$ (5 km); $h=5$ (1000 m); temperatura de fondo= 200 °C; espesor de la capa de sal =1000 m). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 129 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

Modelos con diferentes viscosidades de la capa de sal.

Para estos modelos el espesor de la capa de sal = 800 m, temperatura=200 °C, siendo las variaciones en la viscosidad entre $1 \times 10^{17} - 1 \times 10^{19} \text{ Pa s}$...

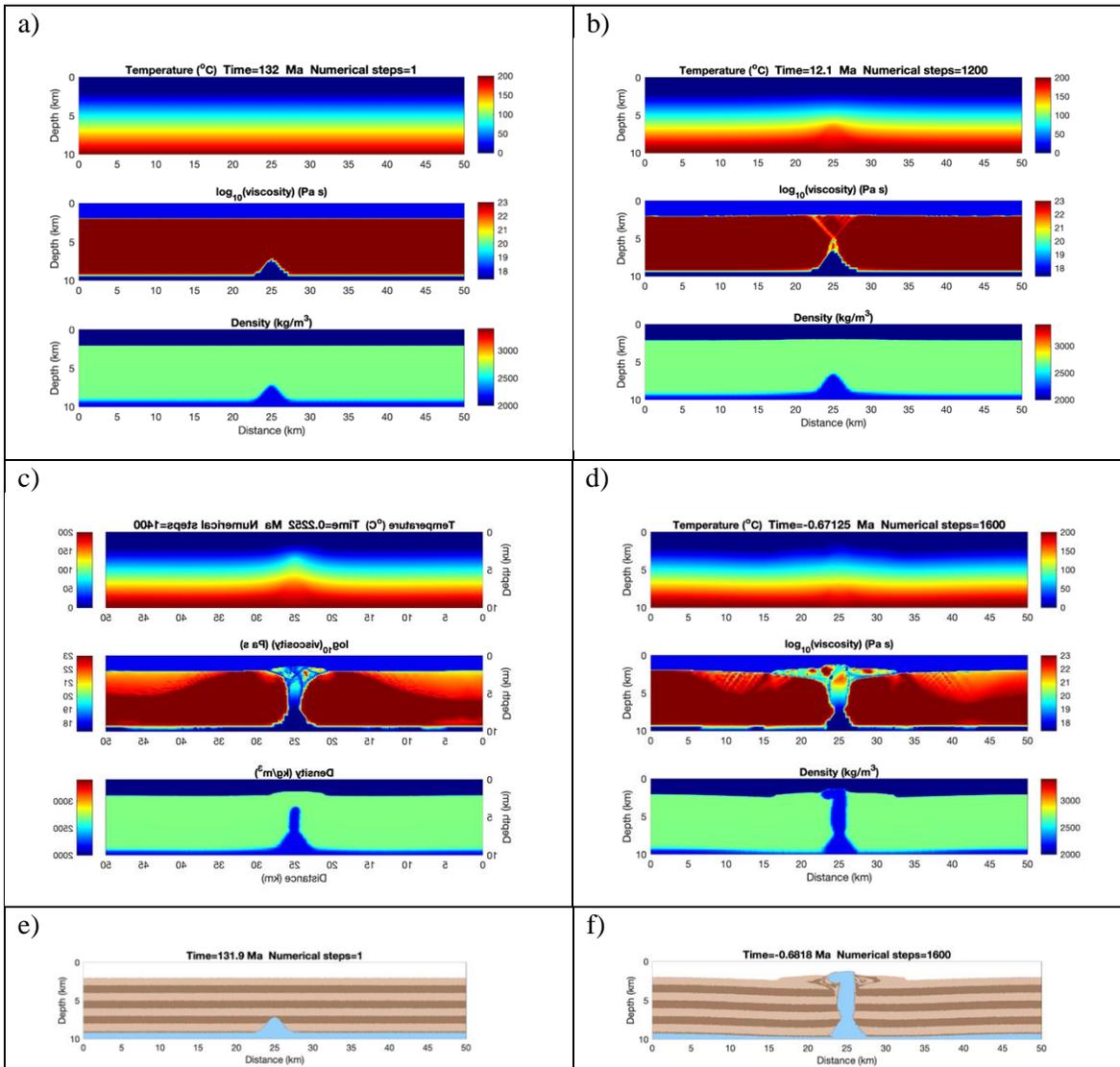
En el modelo 19 (M19) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Esta anomalía tiene una amplitud de $\approx 5 \text{ km}$ de ancho y 1 km de altura. Con esta distribución de la capa de sal con una viscosidad menor se observa un cambio en el tiempo de ascenso, el cual más adelante se comparará con el tiempo obtenido en los siguientes modelos donde la viscosidad de la sal aumentará. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 19 (M19): (viscosidad de la capa sal = $1 \times 10^{17} \text{ Pa s}$). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 129 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una

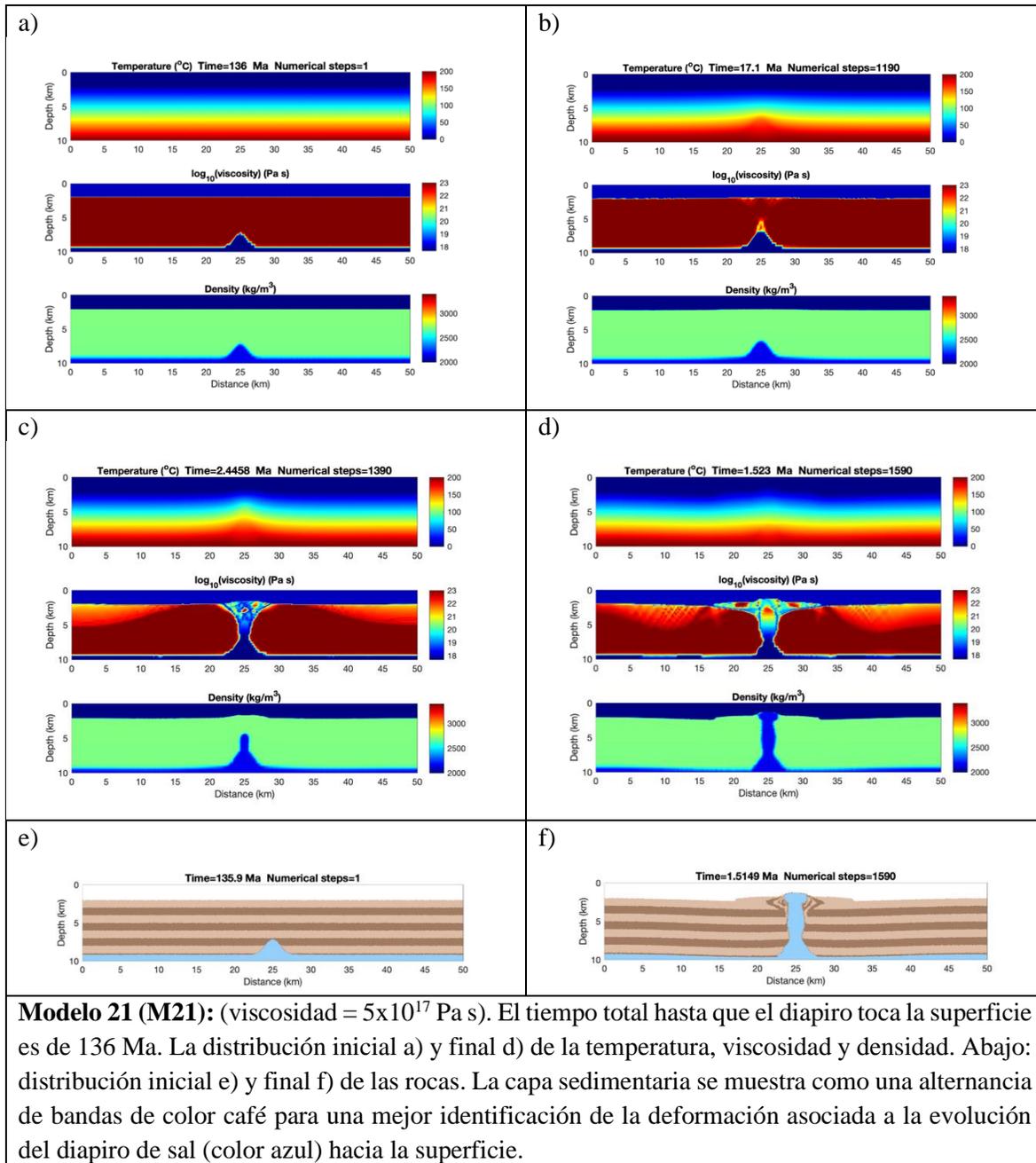
alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 20 (M20) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Con esta distribución de la capa de sal con una viscosidad mayor que el modelo anterior se observa un pequeño aumento en el tiempo de ascenso. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.

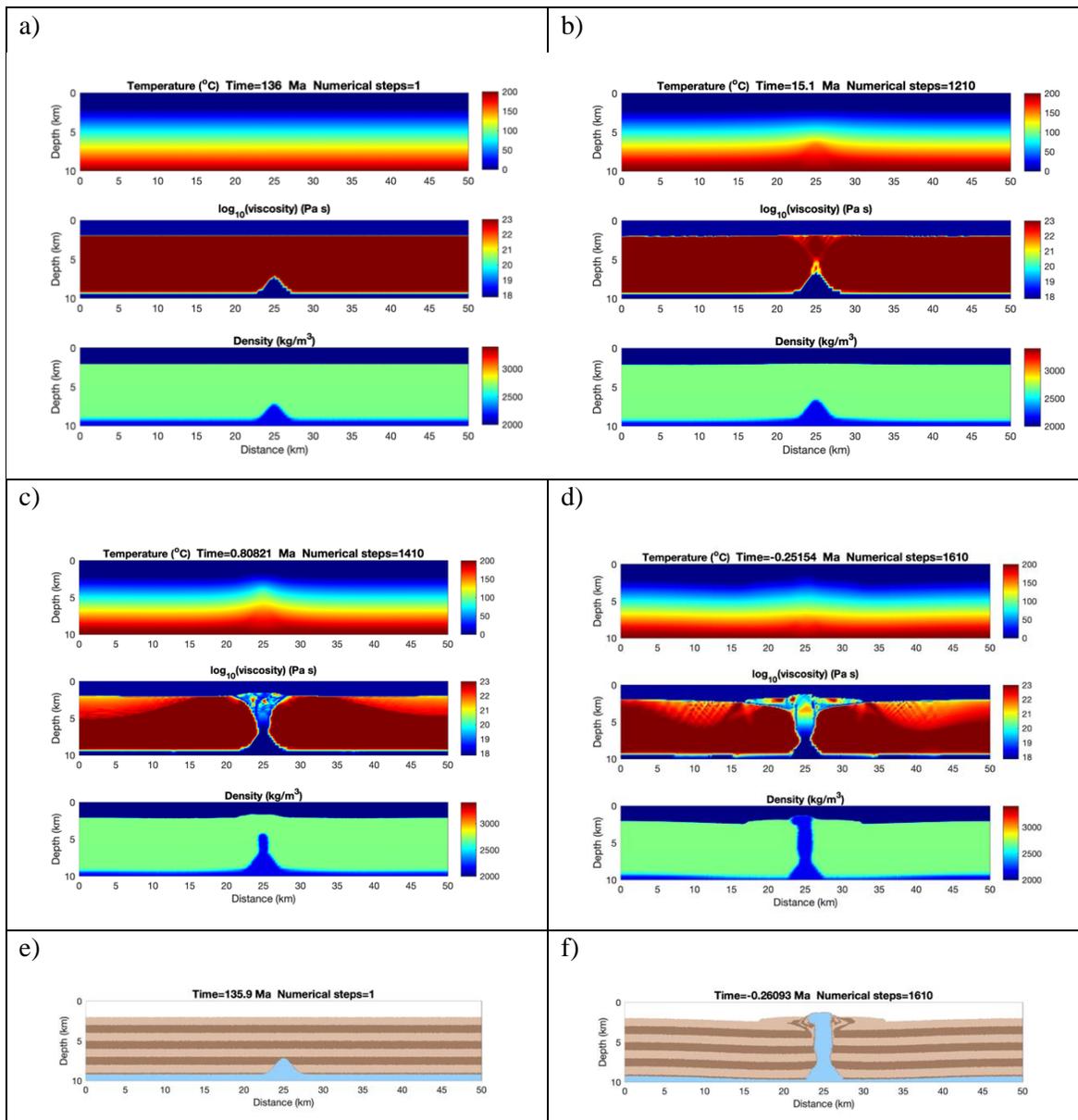


Modelo 20 (M20): (viscosidad de la capa sal = 2.5×10^{17} Pa s) . El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 132 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 21 (M21) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Con esta distribución de la capa de sal con una viscosidad mayor se observa de nuevo un aumento en el tiempo de ascenso en comparación con el modelo M20. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.

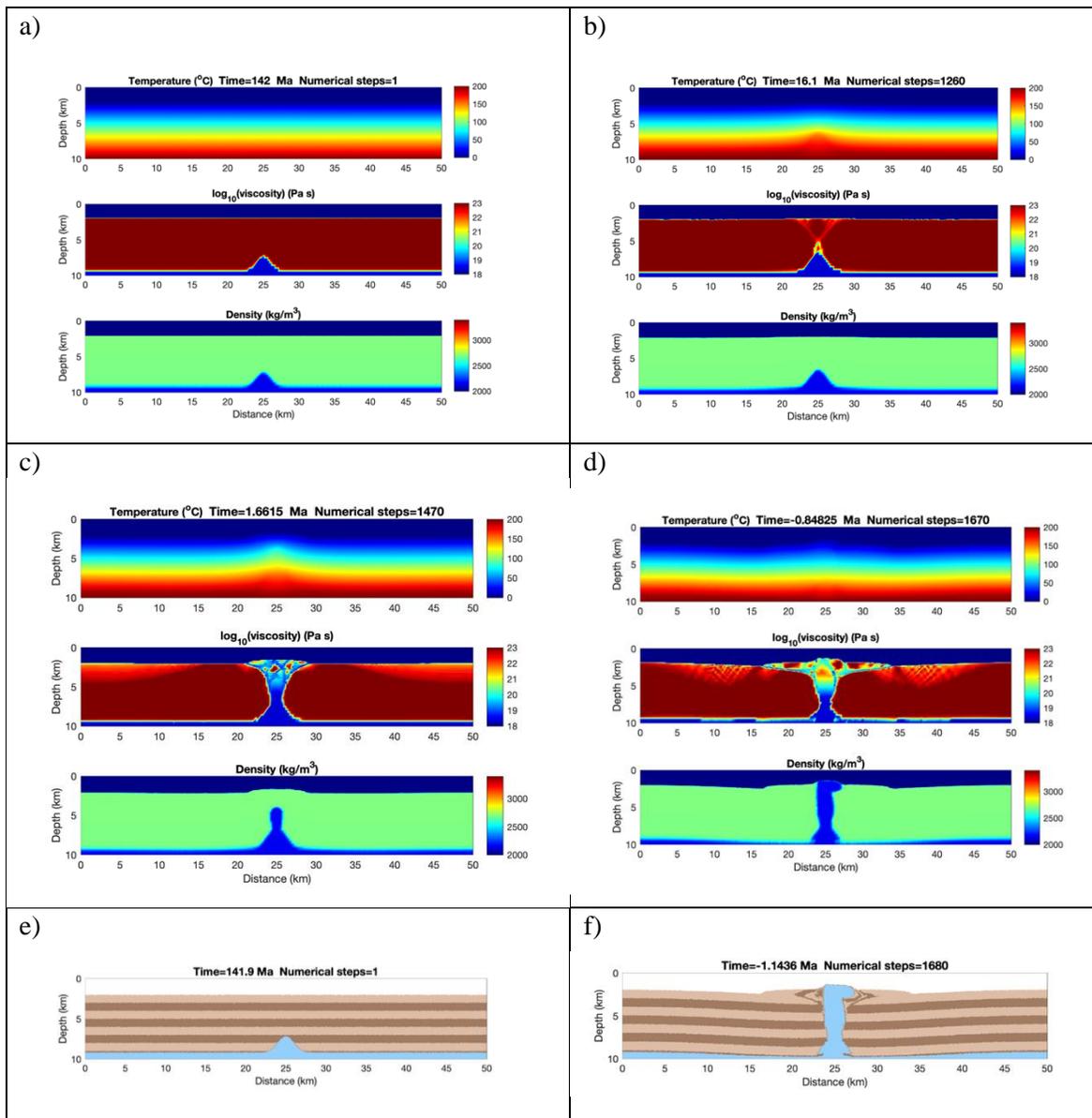


En el modelo 22 (M22) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Con esta distribución se tiene una capa de sal con una viscosidad mayor sin embargo a pasar del aumento en la viscosidad de la sal, el tiempo de ascenso se mantiene igual que el del modelo anterior M21. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



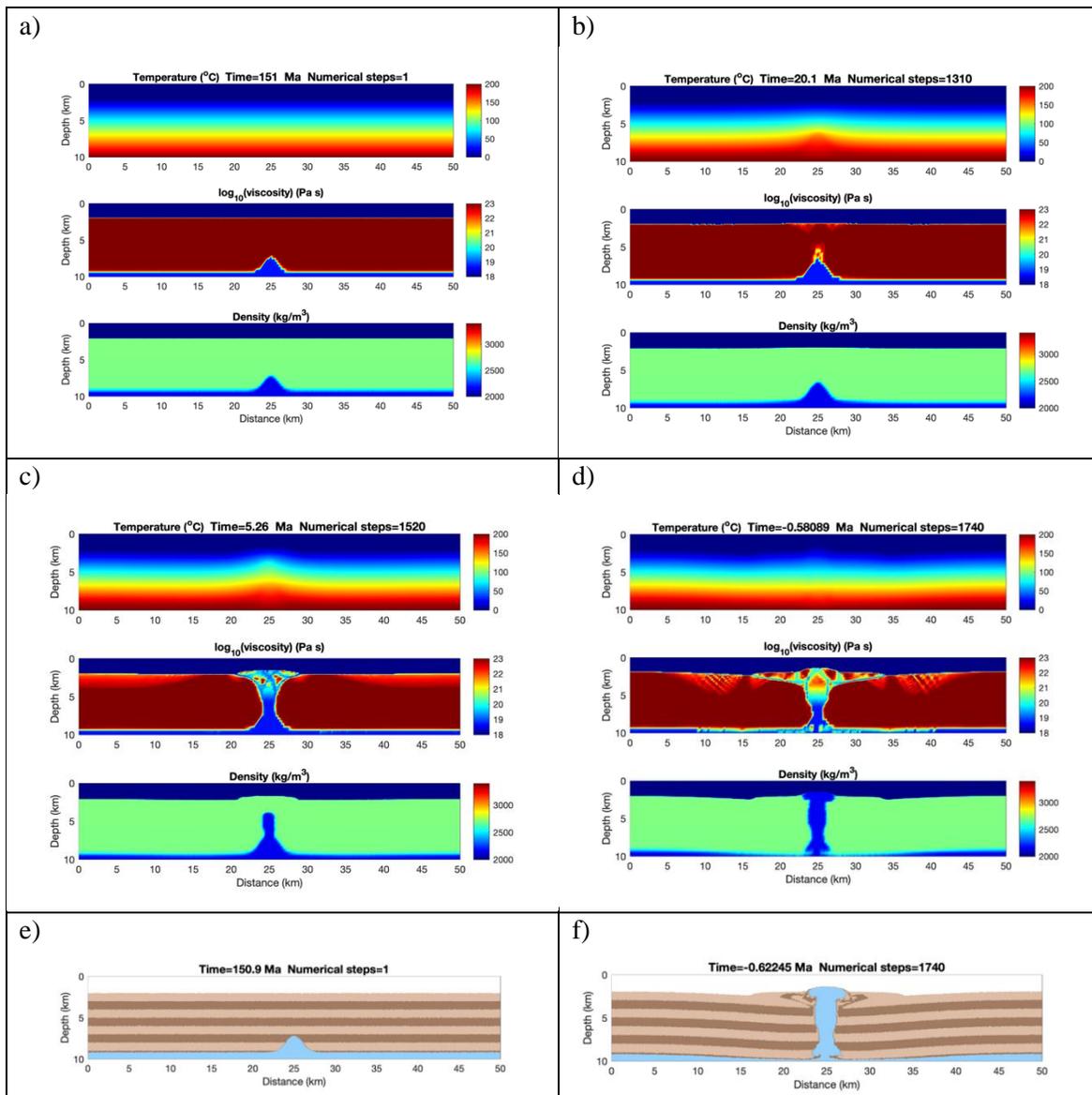
Modelo 22 (M21): (viscosidad capa sal = 7.5×10^{17} Pa s). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 136 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 23 (M23) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Con esta distribución de la capa de sal con una viscosidad mayor se vuelve a observar de nuevo un aumento en el tiempo de ascenso en comparación con el modelo 22. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



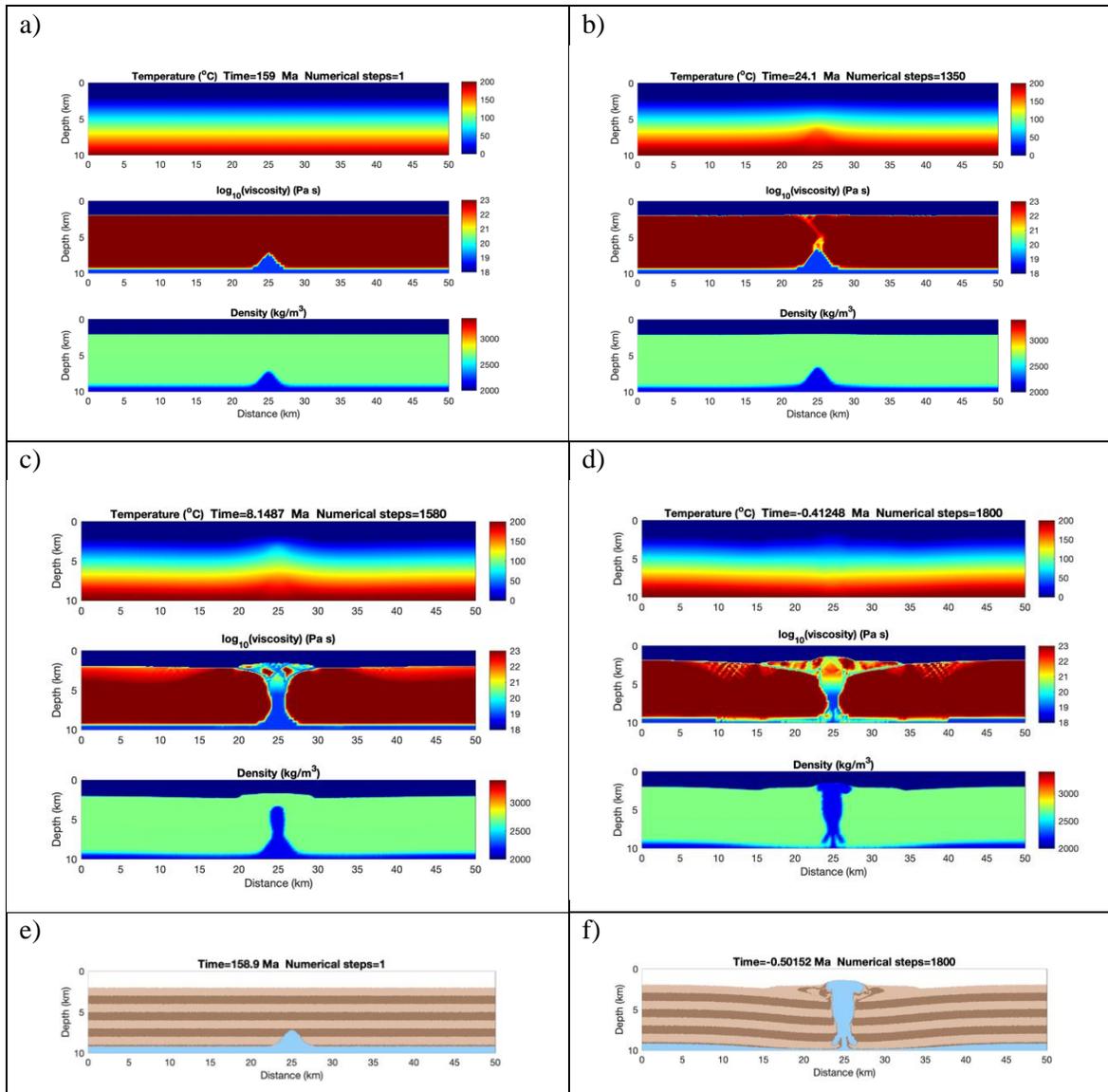
Modelo 23 (M23): (viscosidad de la capa sal = 2.5×10^{18} Pa s). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 142 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 24 (M24) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Con esta distribución de la capa de sal con una viscosidad mayor se vuelve a observar de nuevo un aumento en el tiempo de ascenso en comparación con el modelo M23 y se observa que la diferencia del tiempo de ascenso existente entre el modelo M23 y M24 es mayor que la existente entre los modelos M20 y M21. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



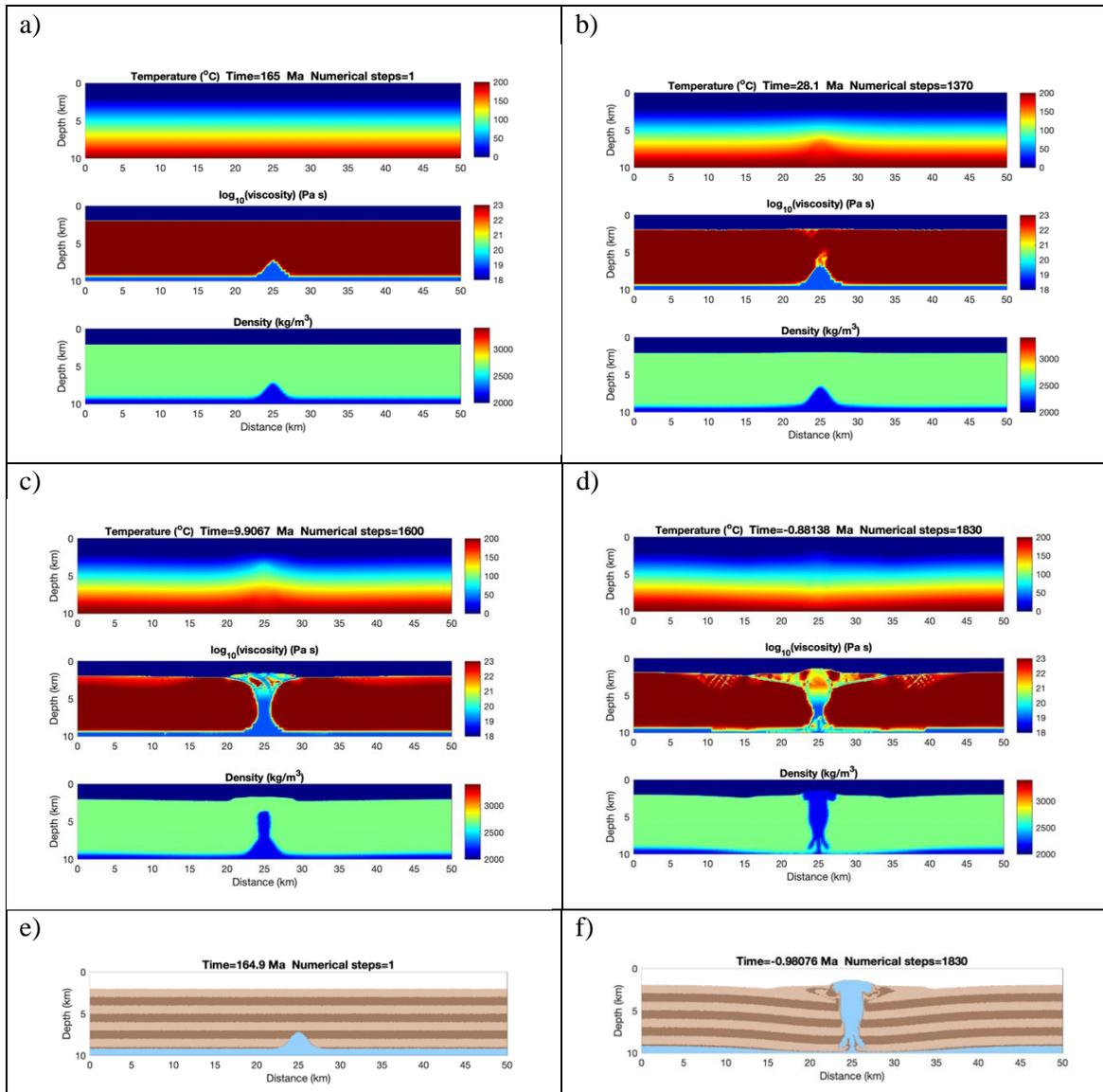
Modelo 24 (M24): (viscosidad de la capa sal = 5×10^{18} Pa s). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 151 Ma. Distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 25 (M25) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Con esta distribución de la capa de sal con una viscosidad mayor se vuelve a observar de nuevo un aumento en el tiempo de ascenso en comparación con el modelo M24 aunque menor en comparación con el aumento de tiempo entre los modelos. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.



Modelo 25 (M25): (viscosidad de la capa sal = 7.5×10^{18} Pa s). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 159 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

En el modelo 26 (M26) se prescribe una anomalía gaussiana en la parte central superior de la capa de sal. Con esta distribución de la capa de sal con una viscosidad mayor se vuelve a observar de nuevo un aumento en el tiempo de ascenso en comparación con el modelo M25 anterior. En el modelado se observa deformación en las capas sedimentarias alrededor del diapiro de sal.

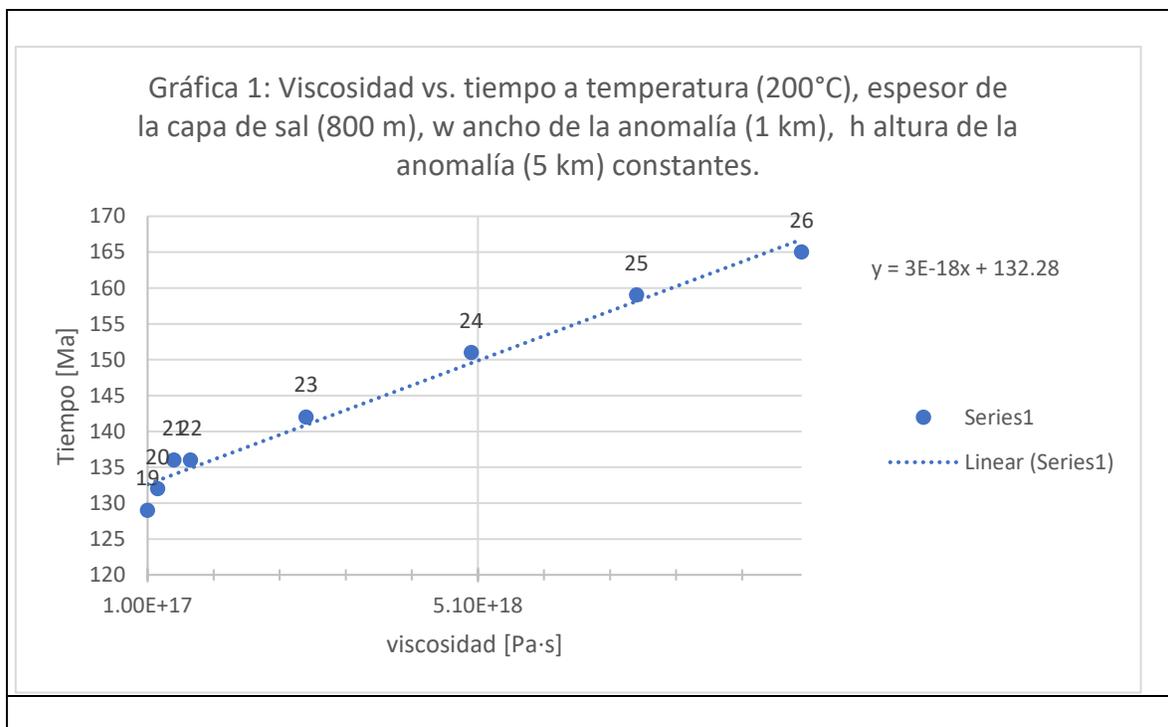


Modelo 26 (M26): (viscosidad de la capa sal = 1×10^{19} Pa s). El tiempo total hasta que el diapiro toca la superficie es de 165 Ma. La distribución inicial a) y final d) de la temperatura, viscosidad y densidad. Distribución inicial e) y final f) de las rocas. La capa sedimentaria se muestra como una alternancia de bandas de color café para una mejor identificación de la deformación asociada a la evolución del diapiro de sal (color azul) hacia la superficie.

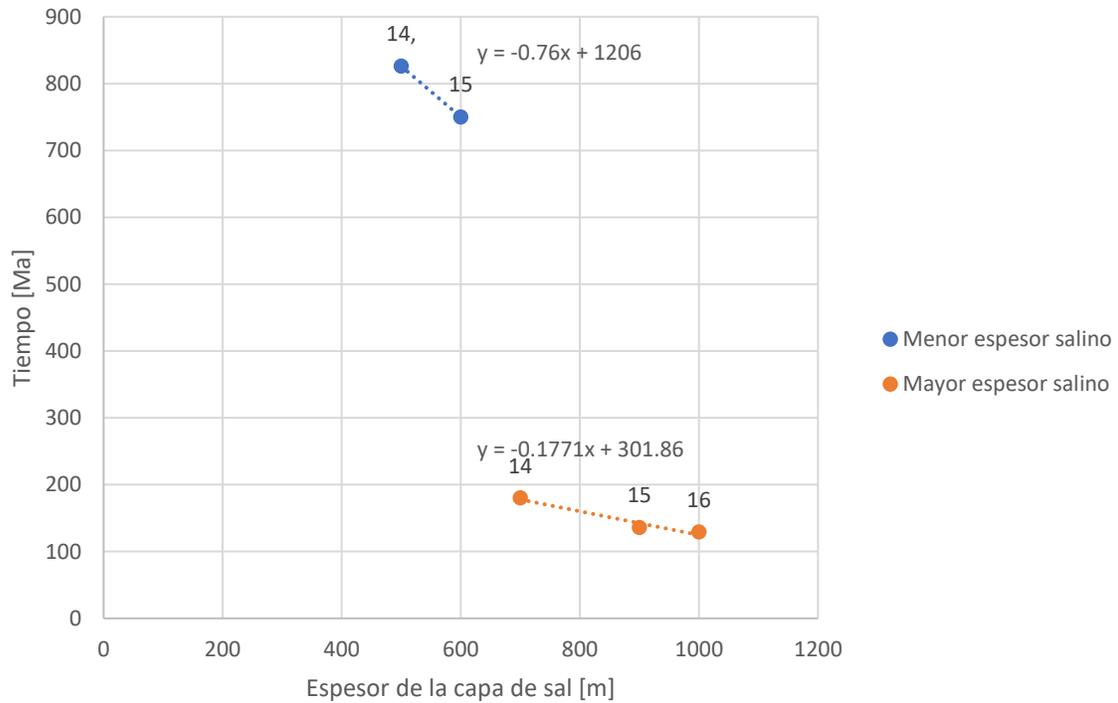
8) Conclusiones y Direcciones a futuro

Análisis de resultados:

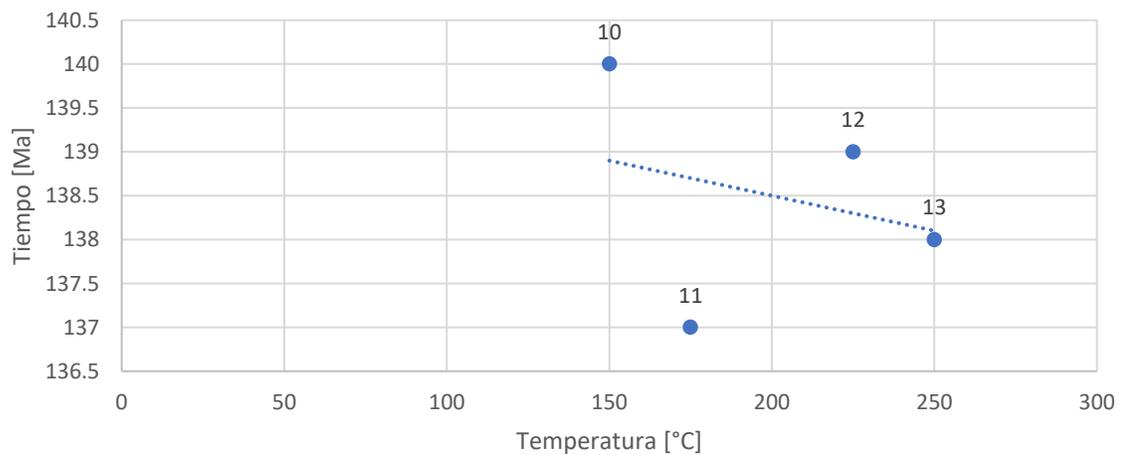
Con el objetivo de ilustrar mejor los resultados arrojados por los modelos realizados mediante el software “*salt diapir*”(Manea, 2020), se procedió a la elaboración de gráficas, en las cuales puede observarse la relación entre el tiempo de ascenso del diapiro y los parámetros considerados, por ejemplo: el espesor de la capa de sal, la relación altura/ancho de la base de la anomalía gaussiana, la viscosidad y la temperatura. Así mismo, se obtuvieron algunas ecuaciones de las gráficas anteriormente mencionadas, las cuales pueden utilizarse para calcular el comportamiento de los diapiros con condiciones iniciales preestablecidas.



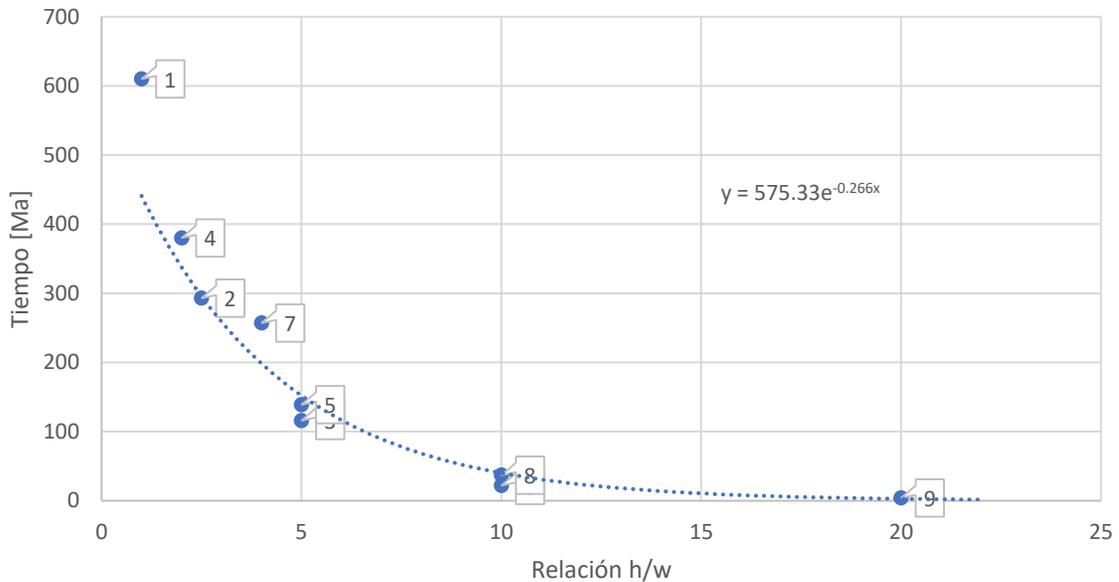
Gráfica 2: Espesor de la capa de sal vs. tiempo a viscosidad (1×10^{18} Pa-s), temperatura (200 °C), ancho de la anomalía w (1 km) y altura h (5 km) constantes.



Gráfica 3: Temperatura vs. tiempo a viscosidad (1×10^{18} Pa-s), espesor de capa de sal (800 m), ancho de la anomalía w (1 km) y altura h (5 km) constantes.



Gráfica 4: Relación altura de la anomalía (h)/ancho de la anomalía (w) vs. tiempo a viscosidad (1×10^{18} Pa·s), temperatura (200 °C) y espesor de la capa de sal (800 m) constantes.



- En la gráfica 1 se observa la relación entre el tiempo de ascenso del diapiro y la viscosidad de la capa de sal, con el resto de los parámetros como constante; como se puede observar, a mayor viscosidad el tiempo de formación también es mayor. Se puede observar también la línea de tendencia ascendente y la ecuación de la recta obtenida, dicha ecuación establece que el tiempo de ascenso del diapiro en función de la viscosidad de la sal es igual a $T = 3 \times 10^{-18x} + 132.28$ donde T es el tiempo de ascenso y x es la viscosidad de la capa de sal.
- En la gráfica 2 se tiene la relación entre el espesor de la capa de sal contra el tiempo de ascenso del diapiro, con el resto de los parámetros constantes, se observa claramente que, a mayor espesor de la capa de sal, el tiempo de formación es menor. También se puede concluir que el comportamiento de la función es distinto cuando el espesor de la capa de sal es menor a 600 m, por consiguiente, se obtuvieron dos ecuaciones una para un espesor menor a 600 m (representada en color azul) y otra para un espesor mayor a 600 m (representada en color naranja). Por lo tanto, se tiene que para un espesor mayor a 600 m: $T = -0.76x + 1206$ donde T es el tiempo de ascenso del diapiro y x es el espesor de la capa de sal. Para un espesor mayor a 600 m se tiene la siguiente ecuación $T = -0.1771x + 301.86$ donde T es el tiempo de ascenso del diapiro y x es el espesor de la capa de sal.
- En la gráfica 3 se aprecia la relación entre la temperatura del fondo del diapiro contra el tiempo de ascenso, con el resto de los parámetros constantes, se observa que a diferencia de los demás parámetros, la relación entre la temperatura y el tiempo no es proporcional y que la temperatura no juega un papel muy importante en el ascenso del diapiro.
- Finalmente, en la gráfica 4 se observa que mientras la altura de la anomalía (h), a parámetros constantes, sea mayor al ancho de esta (w), el tiempo de ascenso también disminuye, esto se observa muy claramente en el modelo M9, en donde el tiempo de formación es de sólo 4 Ma. De igual manera se obtuvo una ecuación exponencial, dicha ecuación establece que $T = 575.33e^{-0.266x}$ donde T es el tiempo de ascenso y x es la relación altura sobre ancho de la anomalía.

*El número sobre los puntos de las gráficas indica el número de modelo.

*Los parámetros son: Viscosidad [Pa·s], temperatura [°C], espesor de la capa de sal [m], tiempo [Ma], ancho de la base de la anomalía gaussiana (w) [Km] y altura de la anomalía gaussiana (h) [Km].

Tabla 1. Parámetros considerados en la elaboración de los modelos de los diapiros de sal.

Modelo	Viscosidad [PaS]	Temperatura [°C]	Tiempo [Ma]	Espesor de la capa de sal [m]	w [km]	h [km]	h/w
1	1.00E+18	200	610	800	2	2	1
2	1.00E+18	200	293	800	2	5	2.5
3	1.00E+18	200	116	800	2	10	5
4	1.00E+18	200	380	800	1	2	2
5	1.00E+18	200	139	800	1	5	5
6	1.00E+18	200	22	800	1	10	10
7	1.00E+18	200	257	800	0.5	2	4
8	1.00E+18	200	37	800	0.5	5	10
9	1.00E+18	200	4	800	0.5	10	20
10	1.00E+18	150	140	800	1000	5	
11	1.00E+18	175	137	800	1000	5	
12	1.00E+18	225	139	800	1000	5	
13	1.00E+18	250	138	800	1000	5	
14	1.00E+18	200	826	500	1000	5	
15	1.00E+18	200	750	600	1000	5	
16	1.00E+18	200	180	700	1000	5	
17	1.00E+18	200	136	900	1000	5	
18	1.00E+18	200	129	1000	1000	5	
19	1.00E+17	200	129	800	1000	5	
20	2.50E+17	200	132	800	1000	5	
21	5.00E+17	200	136	800	1000	5	
22	7.50E+17	200	136	800	1000	5	
23	2.50E+18	200	142	800	1000	5	
24	5.00E+18	200	151	800	1000	5	
25	7.50E+18	200	159	800	1000	5	
26	1.00E+19	200	165	800	1000	5	

Después de la realización de los modelos de diapiros de sal, elaborados con el software “salt diapir”, en los cuales se experimentó con la variación de parámetros como el ancho de la base “W” de la anomalía gaussiana, la altura de la anomalía “h”, el espesor de la capa de sal, la temperatura y viscosidad de dicha capa, se puede afirmar que la formación y arreglo de un diapiro de sal, así como su evolución están completamente ligados a los 5 parámetros iniciales que se introducen como

parámetros en el programa “*salt diapir*” (1-la altura de la anomalía gaussiana “h”, 2-el ancho de la base de la anomalía “W”, 3-el espesor de la capa de sal, 4-la viscosidad de la sal y 5-la temperatura de fondo).

Las condiciones que más influyen sobre la formación del diapiro y su ascenso a la superficie son, el ancho de la base de la anomalía gaussiana, la altura de la anomalía gaussiana y el espesor de la capa de sal, así mismo la viscosidad también es un factor importante en la evolución del diapiro, sin embargo, como se observa en los últimos modelos (M19-M26) la influencia de dicho factor es menor.

Como se observó en el modelo M9, en donde se dio una extensión menor en relación con la altura y un espesor de la capa de sal considerable (800 m), se aprecia que el tiempo de ascenso de la sal fue muy poco, por el contrario, se observa que en el modelo M14 donde la extensión fue mayor en relación con la altura, y el espesor de la capa de sal fue de solo 500 m, el tiempo de ascensión del diapiro fue de 826 Ma, además de que la deformación alrededor del diapiro fue evidentemente más fuerte que la del modelo M9.

Conclusión:

De acuerdo con la historia geológica de ambas cuencas, los procesos que tuvieron lugar son similares, ambas cuencas: son de antepaís y fueron afectadas por eventos tectónicos compresionales, como la orogenia alpina y la orogenia mexicana que como consecuencia formaron los Montes Cárpatos y la Sierra Madre Oriental respectivamente, de lo anterior se deduce que los diapiros presentes en ambas cuencas han sido afectados por acortamiento.

Tanto en la cuenca de La Popa como en los Cárpatos tuvieron lugar periodos de diapirismo pasivo, por deposición de sedimentos sobre la sal (“*downbuilding*”), así como también diapirismo activo por eventos compresionales de acortamiento que afectaron a la cuenca. La principal diferencia en ambas cuencas radica en la edad de la sal, la sal de la cuenca de la popa data del Jurásico, específicamente del Bajociense- Bathoniense (Pindell et al., 2021), mientras que la sal de los Cárpatos es mucho más joven, ya que se tienen formaciones de sal del Mioceno, específicamente del Burdigaliense y del Serravaliense (Tămaș, 2018), así mismo el espesor de la capa salina es mayor en la cuenca de La Popa que en los Cárpatos, ya que el espesor de la capa de sal de la popa es mayor a 2 km (Vega & Lawton, 2011) mientras que en los Cárpatos es de aproximadamente 1.5 km (Tămaș, 2018).

La Popa

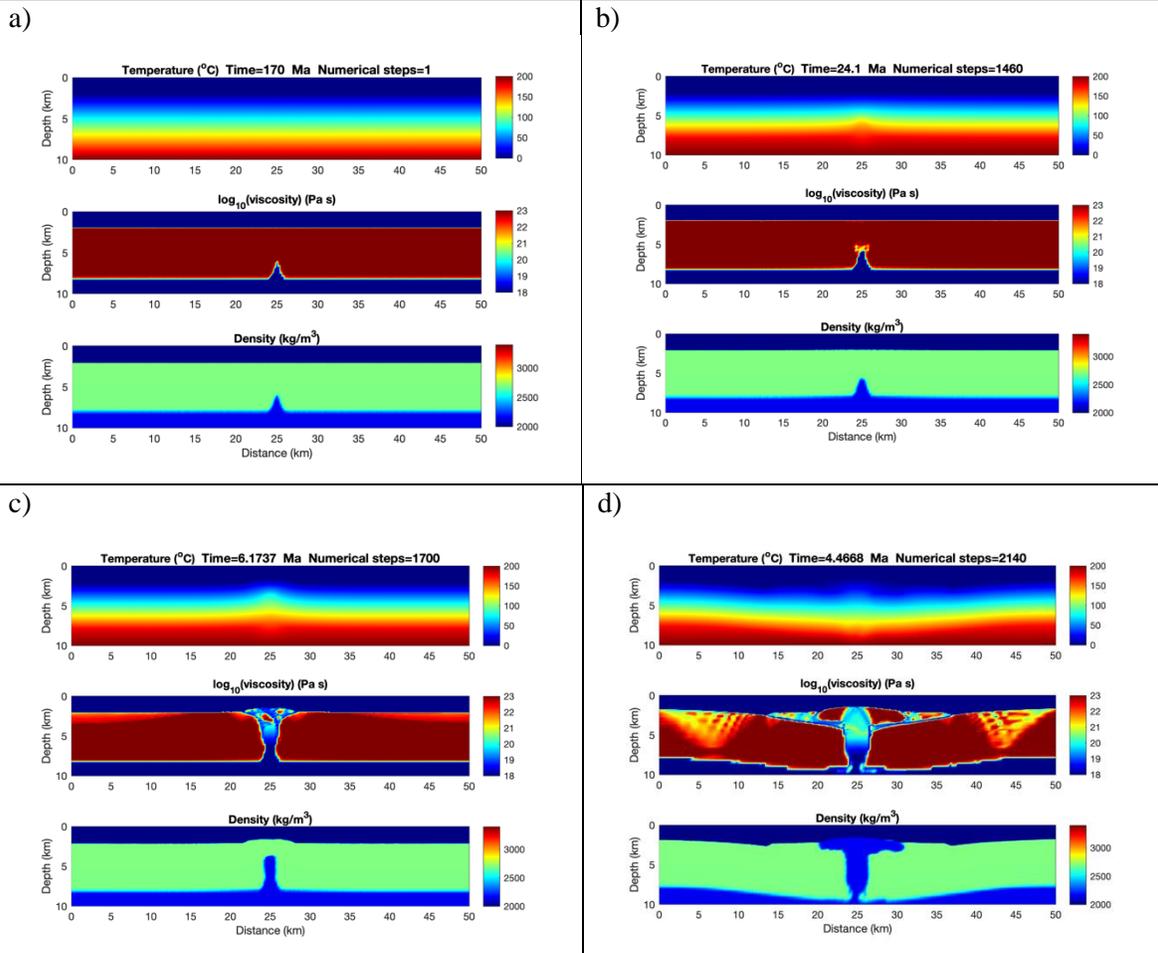
Salt_Diapir

Anomaly width w (200-600)	400	
Anomaly height h (1-4)	2	
Start age (10-500 Ma)	170	
Numerical steps (1E3-1E4)	2140	
Sediments cohesion (0.8-1.2 MPa)	1.0	
Salt min. viscosity (1E17-1E19 Pa s)	1E18	
Salt layer thickness (500-1000 m)	2000	
Bottom temperature (100-300 °C)	200	
Output directory	La Popa	

copyright © 2020-2021 - Marina Manea - LAVIS/CGEO UNAM

Start

Configuración inicial de La Popa en el programa "salt diapir", se considera un espesor salino de 2000 m y una edad de evolución de 170 Ma (Bajociense-Bathonienne).



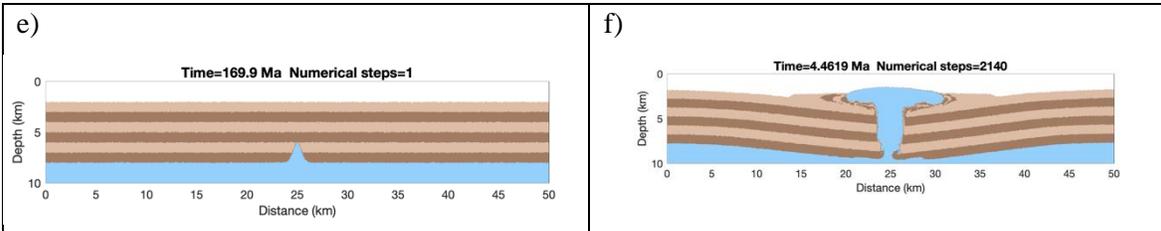


Figura 8.1 Modelos de la cuenca de La Popa realizados con el software salt diapir, a) distribución inicial de la temperatura en la cuenca de La Popa, d) distribución final de la temperatura en la cuenca de La Popa, e) disposición original de los estratos en La Popa, f) disposición final de los estratos en La Popa ocasionada por el diapirismo.

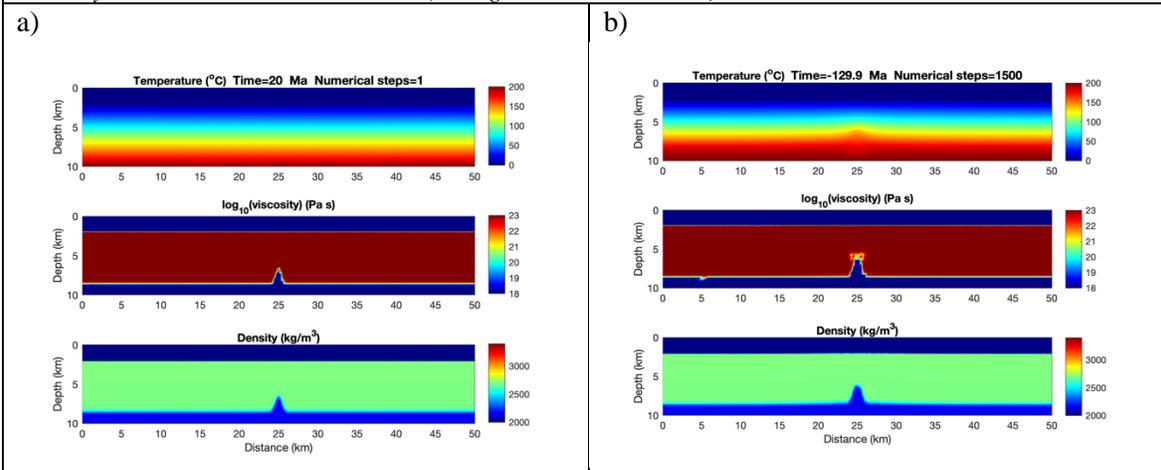
Cárpatos Muntenianos

Parameter	Value
Anomaly width w (200-600)	400
Anomaly height h (1-4)	2
Start age (10-500 Ma)	20
Numerical steps (1E3-1E4)	2450
Sediments cohesion (0.8-1.2 MPa)	1.0
Salt min. viscosity (1E17-1E19 Pa s)	1E18
Salt layer thickness (500-1000 m)	1500
Bottom temperature (100-300 °C)	200
Output directory	Cárpatos Muntenianos

Start

copyright © 2020-2021 - Marina Manea - LAVIS/CGEO UNAM

Configuración inicial de los Cárpatos Muntenianos en el programa "salt diapir", se considera un espesor salino de 1500 m y una edad de evolución de 20 Ma (Burdigaliense-Serravaliense).



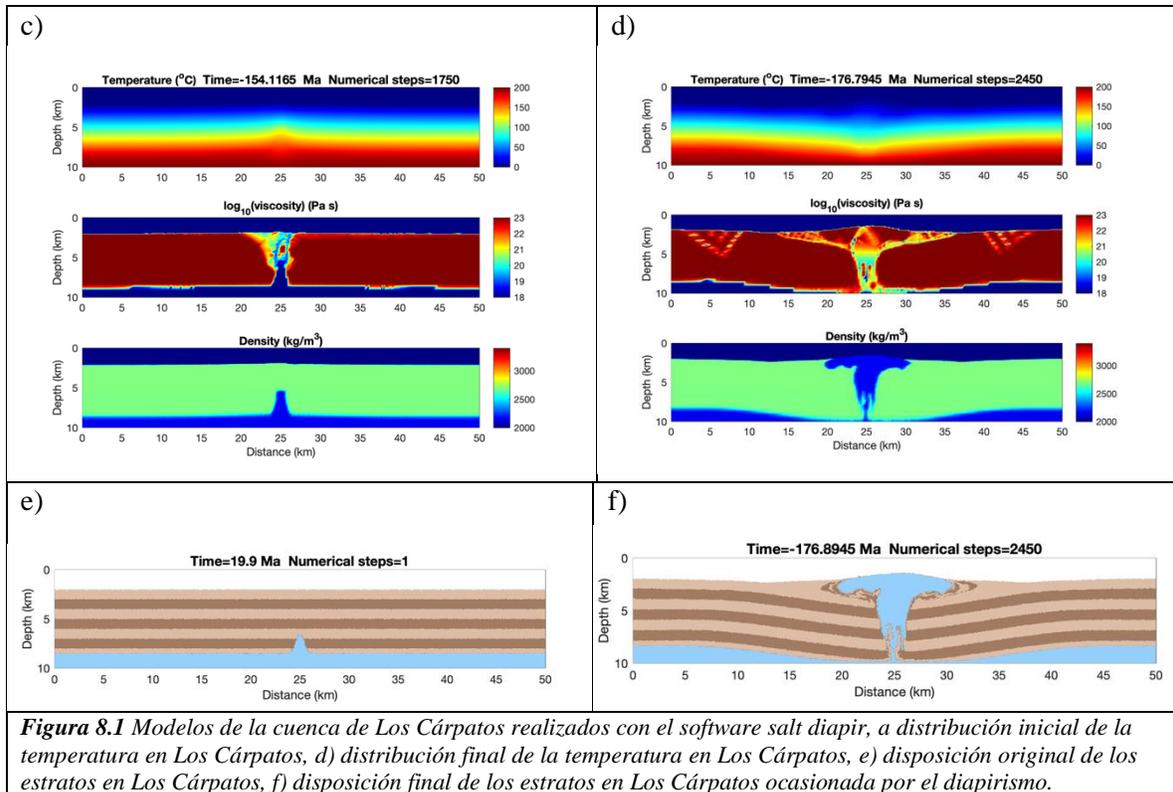


Figura 8.1 Modelos de la cuenca de Los Cárpatos realizados con el software *salt diapir*, a) distribución inicial de la temperatura en Los Cárpatos, b) distribución final de la temperatura en Los Cárpatos, c) disposición original de los estratos en Los Cárpatos, d) disposición final de los estratos en Los Cárpatos ocasionada por el diapirismo.

En las simulaciones realizadas con el software “*salt diapir*”, se puede observar que la extensión horizontal del diapiro de los Cárpatos es menor que la de los diapiros de La Popa, esto se debe a la diferencia de espesores de la sal en ambas cuencas, así mismo en ambas cuencas se observa un desprendimiento, también es evidente que la soldadura de sal es más angosta en los Cárpatos, lo que indica la importancia del espesor salino en el desarrollo del diapiro.

Direcciones a futuro:

Con el fin de estudiar a profundidad la evolución y las diferencias entre la cuenca de La Popa y la zona de pliegues en los Cárpatos Muntenianos es necesario conocer las condiciones presentes en ambas cuencas, por ejemplo, la disposición y el arreglo de los diapiros y formaciones salinas de cada cuenca. Además, dado que en el programa utilizado en este trabajo sólo se consideran diferencias de densidad durante el desarrollo del diapiro, en próximos trabajos deberán considerarse procesos de “*downbuilding*” y de acortamiento tectónico del diapiro, los cuales podrán representar de una manera más fidedigna los procesos de deformación llevados a cabo en una cuenca salina. Así mismo deberán considerarse diferencias en la temperatura de la sal ya que la distribución de la temperatura no es uniforme y también afecta directamente a la densidad y flotabilidad de la sal, lo que a su vez repercute en la velocidad de flujo de la sal, (M. P. A. Jackson & Hudec, 2017e).

9) Referencias

- Benavides García, L. (1983). DOMOS SALINOS DEL SURESTE DE MÉXICO Origen: Exploración: Importancia Económica. Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros , 35(1), 9–35.
- Colțoi, O., Nicolas, G., & Safa, P. (2016). The assessment of the hydrocarbon potential and maturity of Silurian intervals from eastern part of Moesian Platform, Romanian sector. *Marine and Petroleum Geology*, 77(1), 653–667.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2014). CUENCAS DEL SURESTE AGUAS SOMERAS GOLFO DE MÉXICO-CUENCAS DEL SURESTE-AGUAS SOMERAS. www.cnh.gob.mx
- Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2015). CUENCA SALINA SÍNTESIS GEOLÓGICO PETROLERA. www.cnh.gob.mx
- File:Tectonic map Mediterranean EN.svg - Wikimedia Commons. (n.d.). Retrieved December 19, 2021, from https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tectonic_map_Mediterranean_EN.svg
- Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. C. (2010). Plate tectonics: continental drift and mountain building. Springer Science & Business Media.
- Gerya, T. (2010a). Numerical solutions of the momentum and continuity equations. In *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* (1st ed., pp. 83–104). Cambridge University Press.
- Gerya, T. (2010b). Stress and strain. In *INTRODUCTION TO NUMERICAL GEODYNAMIC MODELLING* (1st ed., pp. 51–60). Cambridge University Press.
- Gerya, T. (2010c). The advection equation and marker-in-cell method. In *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* (1st ed., pp. 105–122). Cambridge University Press.
- Gerya, T. (2010d). The continuity equation. In *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* (1st ed., pp. 11–24). Cambridge University Press.
- Gerya, T. (2010e). The heat conservation equation. In *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* (1st ed., pp. 123–132). Cambridge University Press.
- Gerya, T. (2010f). The momentum equation. In *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* (1st ed., pp. 61–72). Cambridge University Press.
- Gerya, T. (2010g). Viscous rheology of rocks. In *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* (1st ed., pp. 73–82). *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling*.
- Goldhammer, R. K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north–central Mexico*: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper, 340, 1–58.
- Halbouty M.T. (2002). Spindletop: The Original Salt Dome. *World Energy Magazine*, 3(2), 108–112.

- Harris, G. D., & Veatch, A. C. (1899). A preliminary report on the geology of Louisiana, in Geological Survey of Louisiana report: Baton rouge.
- Hippolyte, J.-C., & Sandulescu, M. (1996). Paleostress characterization of the “Wallachian phase” in its type area (southeastern Carpathians, Romania). *Tectonophysics*, 263(1–4), 235–248.
- How Salt Domes Were Created | Magna Resources Management Corporation. (n.d.). Retrieved December 5, 2021, from <http://www.magna-resources.com/history-of-salt-domes>
- Hudec, M. R., I. O. Norton, M. P. A. Jackson, & F. J. Peel. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin . *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 97, 1683–1710., 97(10), 1683–1710.
- Istoria Romaniei (Vol. 2). (1960).
- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017a). Evaporites and Their Deposition. In *Salt Tectonics* (pp. 12–27). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.004>
- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017b). Glossary. In *Salt Tectonics* (pp. 457–463). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.021>
- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017c). Influence of Salt on Petroleum Systems. In *Salt Tectonics* (pp. 424–456). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.020>
- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017d). Introduction. In *Salt Tectonics* (pp. 2–11). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.003>
- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017e). Salt Flow. In *Salt Tectonics* (pp. 28–60). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.005>
- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017f). Salt Stocks and Salt Walls. In *Salt Tectonics* (pp. 76–118). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.008>
- Jackson, M. P. A., & Hudec, M. R. (2017g). Salt Welds. In *Salt Tectonics* (pp. 229–254). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988.012>
- Jackson, M. P. A., & Talbot, C. J. (1986). External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97(3), 305–323. [10.1130/0016-7606\(1986\)97<305:ESSRAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<305:ESSRAD>2.0.CO;2)
- Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., & Shultz-Ela, D. D. (1994). Structural dynamics of salt systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 93–117. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.22.050194.000521>
- Jackson, M., PA and Vendeville, Bruno C, Schultz-Ela, & Daniel D. (1994). Structural dynamics of salt systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22(1), 93–117.
- Krészek, C., & Bally, A. W. (2006). The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Marine and Petroleum Geology*, 23(4), 405–442. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.03.003>
- Lawton, T. F., Vega, F. J., Giles, K. A., & Rosales–Domínguez, C. (2001). Stratigraphy and Origin of the La Popa Basin, Nuevo León and Coahuila, Mexico, in Bartolini, C., Buffler, R.T.,

Cantu–Chapa, A. (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: Tulsa, Oklahoma, U. S. A. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 219–240.

López Ramos, E. (1982). *Geología de México* (3rd ed.).

Lopez-Ramos, E. (1982). *Geología de México: Vol. II. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología*.

Maftai et al. (2009). New aspects concerning geoelectrical tests on shallow landslides in Telega, Romania. EGU General Assembly 2009, Held 19-24 April, 2009 in Vienna, Austria
[Http://Meetings.Copernicus.Org/Egu2009](http://Meetings.Copernicus.Org/Egu2009), 3397–3397.

Manea, M. (2020). *Salt_Diapir v1.0*.

Merten, S., Mațenco, L., Foeken, J. P. T., Stuart, F. M., & Andriessen, P. A. M. (2010). From nappe stacking to out-of-sequence post collisional deformations: Cretaceous to Quaternary exhumation history of the SE Carpathians assessed by low-temperature thermochronology. *Tectonics*, 29.

Mrazec, L. (1907). Despre cute cu simburile de străpungere [On folds with piercing cores]. *Buletinul Societății de Științe Din București*, 16, 6–8.

NOAA. (n.d.). What are the horse latitudes? National Ocean Service Website. Retrieved October 1, 2020, from
<https://oceanservice.noaa.gov/facts/horselatitudes.html#:~:text=The%20horse%20latitudes%20are%20regions,calm%20winds%20and%20little%20precipitation.&text=Unable%20to%20sail%20and%20resupply,ran%20out%20of%20drinking%20water>

Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., & Weber, B. (2021). A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the middle Jurassic salt. In *Geological Society Special Publication* (Vol. 504, Issue 1, pp. 29–76). Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-43>

Rowan, M. G., Lawton, T. F., Giles, K. A., & Ratliff, R. A. (2003). Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: A general model for passive diapirism. *AAPG Bulletin*, 87(5), 733–756.

Schlumberger. (n.d.). diapiro | Oilfield Glossary. Retrieved November 21, 2021, from
<https://glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/d/diapir.aspx>

Smith T. (2008). Salt's Effects on Petroleum Systems. *Geo ExPro Magazine*, 5(5).

Ștefănescu, M., Dicea, O., & Tari, G. (2000). Influence of extension and compression on salt diapirism in its type area, East Carpathian Bend area, Romania. In B. C. Vendeville, Y. Mart, and J. L. Vigneresse, Eds., *Salt, Shale and Igneous Diapirs in and around Europe: Geological Society, London, Special Publications*, 174, 131–147.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.08>.

Tămaș, D. M. (2018). Salt tectonics in the Eastern Carpathian Bend Zone, Romania.

- Tămaş, D. M., Krezsek, C., & Schleder, Z. G. (2015). 3D diapir modeling in the type area for salt diapirism, preliminary results (Moreni, Romania). 40–49. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2988.9362>
- Tamez-Ponce, A., Yutsis, V., Krivosheya, K., Román, E., Flores, H., Bulychev, A. A., Vargas, A. T., Linares, N., & León, M. (2011). Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana VoluMen 63 (Issue 2).
- Vassiliou, M. (2018). Historical dictionary of petroleum industry (2da edición). Lanham MD: Rowman and Littlefield-Scarecrow Press.
- Vega, F. J., & Lawton, T. F. (2011). Upper Jurassic (Lower Kimmeridgian-Olvido) carbonate strata from the La Popa Basin diapirs, NE Mexico. Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 313–321. <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/index.php/144-sitio/articulos/cuarta-epoca/6302/507-6302-11-vega>
- Warren, J. (1999). Evaporites: Their Evolution and Economics. Blackwell Science.
- Warren, J. (2006). Evaporites: Sediments, resources, and hydrocarbons. Springer.
- Warren, J. K. (2010). Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 98, Issues 3–4, pp. 217–268). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>

Bibliografía

- Gerya, T. (2019). *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781316534243.
- Jackson, M., & Hudec, M. (2017). *Salt Tectonics: Principles and Practice*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781139003988.
- Nemeth, Karoly. (2012). W. Frisch, M. Meschede, R.C. Blakey: Plate tectonics—continental drift and mountain building. *Bulletin of Volcanology*. 74. 305-307. 10.1007/s00445-011-0538-0.