

CAPITULO I.

Antecedentes, marco tectónico y geológico de referencia de la Sierra Madre Occidental.

I.1. Introducción

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una provincia ígnea que se extiende desde la frontera de México con Estados Unidos hacia el sur hasta intersectarse con el Cinturón Volcánico Mexicano, es una de las provincias silíceas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico. La cubierta ignimbrítica se estima en la actualidad en ~300,000 km² (McDowell y Keizer, 1977; Ward 1995 en Ferrari, 2005). Sin embargo, la extensión intracontinental de tipo '*Basin and Range*' (cuencas y sierras) y la apertura del Golfo de California ocultan una parte significativa de la superficie original de esta provincia que pudo haber sido mayor.

Tanto la posición como la edad de este arco magmático proporcionan información fundamental para entender la Orogenia Laramide que afectó a la región oriental del continente.

A pesar de la importancia económica y científica de la SMO y en contraste con la abundante información geológica y geofísica disponible de la parte suroeste de Estados Unidos, los estudios que se pueden encontrar en la literatura sobre esta importante estructura geológica del territorio mexicano son escasos. La carencia de esta información ha obstaculizado significativamente el desarrollo de hipótesis que expliquen la evolución tectónica del noroccidente México, como consecuencia, existen muchos aspectos y problemas que necesitan solución en lo que respecta a la génesis y evolución de la SMO.

Este capítulo resume de manera generalizada el conocimiento geológico y geofísico disponible sobre este rasgo mayor de México.

1.2. Marco geológico de la Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental se define como la provincia fisiográfica del occidente de México caracterizada por un altiplano con una elevación promedio de más de 2,000 metros y aproximadamente 1,200 Km de largo por 200 a 400 Km de ancho. Se extiende desde la frontera con Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana y se encuentra limitada al oeste por el Golfo de California y al este por el Altiplano central (o Mesa Central) mexicano (Figura 1.1). El término “Sierra Madre Occidental” también se utiliza para definir la provincia volcánica terciaria caracterizada por grandes volúmenes de ignimbritas silíceas, como provincia volcánica terciaria la SMO se extiende más allá de la provincia fisiográfica, abarcando también a la Mesa Central y parte de Chihuahua (Ferrari *et. al.* 2005).

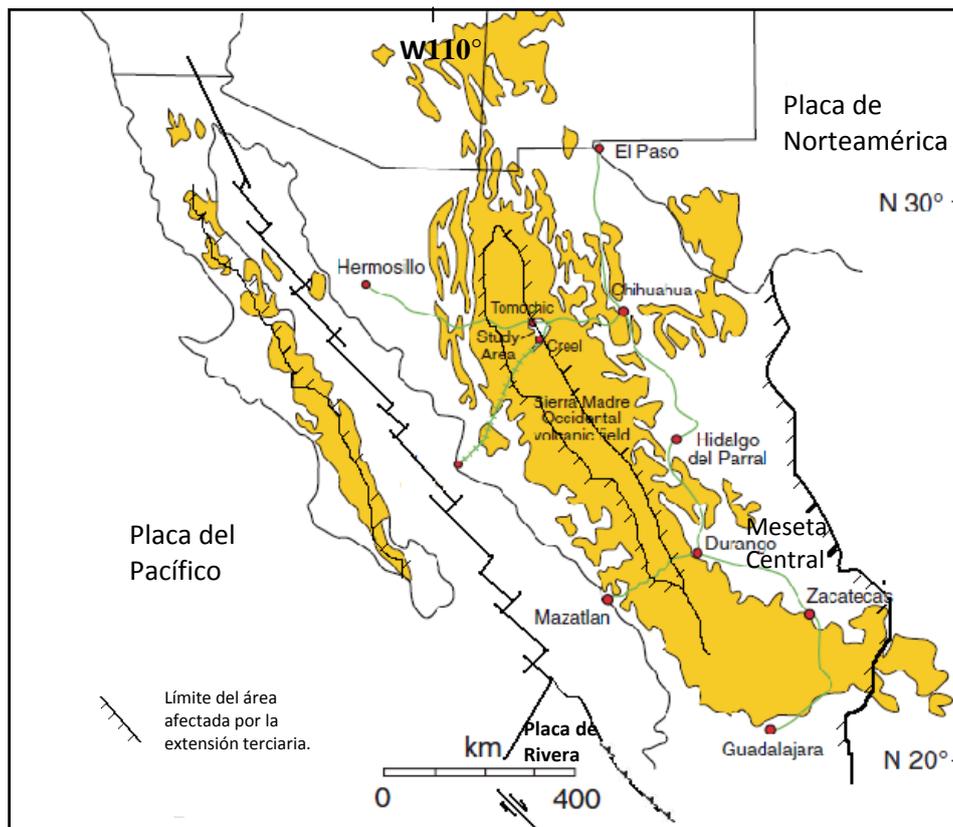


Figura 1.1. Esquema de la provincia volcánica de la SMO, marco tectónico de México mostrando la extensión del Terciario y la configuración actual de las placas. Adaptado de Ferrari *et. al.* (2005) y Sawason *et. al.* (2006).

1.2.1 Estratigrafía regional

La estratigrafía de la Sierra Madre Occidental consta primeramente de un basamento heterogéneo de edad precámbrica, paleozoica y mesozoica expuesto solo en algunas partes, estas rocas fueron cubiertas por cinco conjuntos ígneos principales parcialmente superpuestos entre sí, asociados a diferentes episodios magmáticos resultado de la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari *et. al.*, 2005). Los conjuntos ígneos son:

1) Rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior–Paleoceno y 2) Rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno, tradicionalmente agrupadas en el denominado Complejo Volcánico Inferior (CVI);

3) Ignimbritas silíceas emplazadas en su mayoría en dos pulsos, en el Oligoceno temprano (32-28 Ma) y el Mioceno temprano (24-20 Ma) y agrupadas en el Supergrupo

Volcánico Superior; 4) Coladas basáltico-andesíticas transicionales extravasadas después de cada pulso ignimbrítico, correlacionadas con la “Andesita Basáltica del sur de la Cordillera”; 5) Coladas de basaltos alcalinos e ignimbritas emplazados en diferentes episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario (Figura 1.2), y que han sido interpretados como producto de varios episodios de extensión relacionados con la apertura del Golfo de California (Henry y Aranda Gómez, 2000).

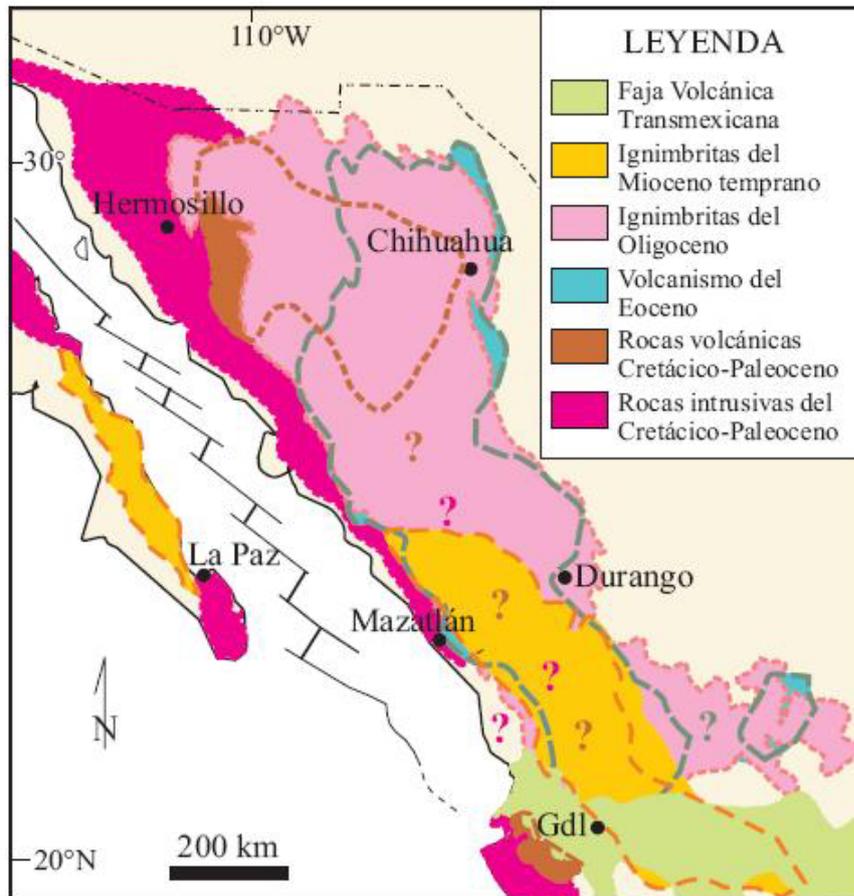
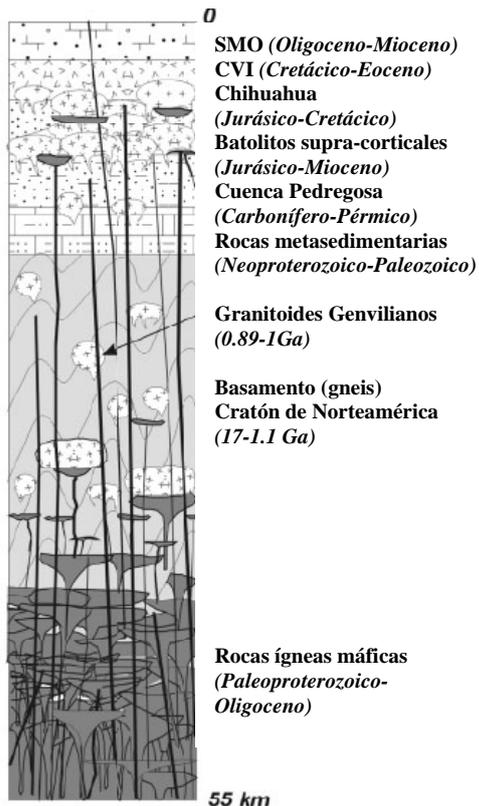


Figura 1.2. Conjuntos ígneos que conforman la SMO. La extensión de los conjuntos del Cretácico-Eoceno está en parte inferida debido a la extensa cubierta de las ignimbritas del Oligoceno y Mioceno temprano. Gdl = Guadalajara. (Ferrari *et. al.* 2005)

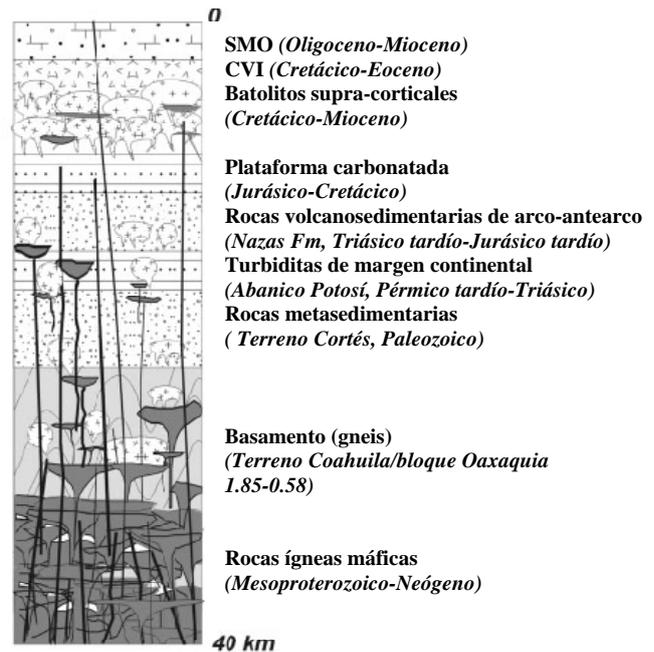
El basamento que subyace a la SMO es, en el norte, de naturaleza Laurenciana contiguo al cratón de Norteamérica y hacia el sur, y terrenos volcánicos por debajo de la SMO sobre estructuras asociadas a la subducción de edad Mesozoica.

En la Figura 1.3 se muestran tres columnas estratigráficas (inferidas en algunas zonas) con los rasgos principales de las secuencias litológicas dentro de la SMO. Los esquemas son característicos de las zonas norte, centro y sur de la provincia silícea.

1. ZONA NORTE



2. ZONA CENTRO



3. ZONA SUR

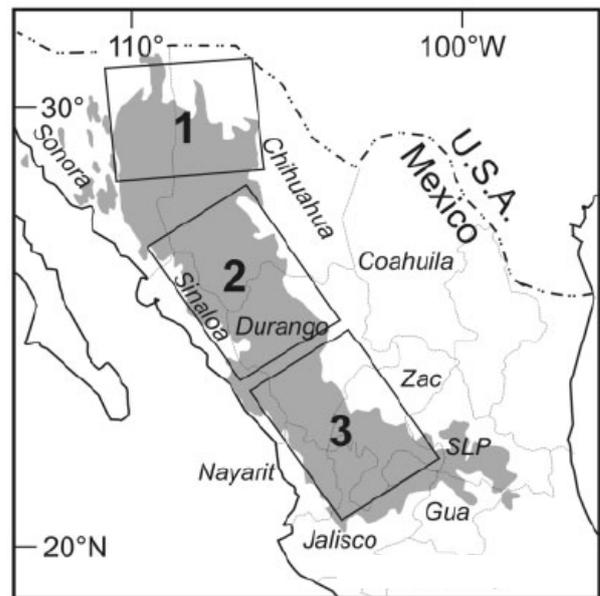
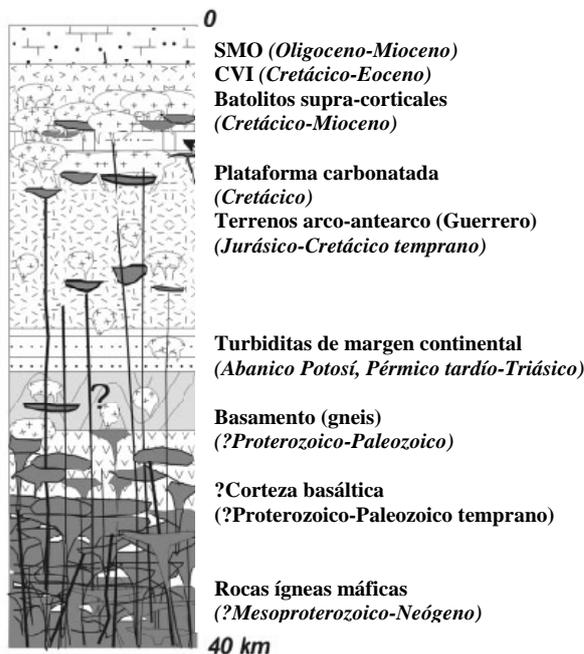


Figura 1.3. Secciones esquemáticas de la corteza mostrando una arquitectura inferida, se muestra la edad y composición de la corteza en el norte, centro y sur de la SMO. Debajo de cada sección aparece un valor de espesor cortical. El espesor de cada sección litológica no se representa a escala. CVI: Complejo Volcánico Inferior; Zac: Zacatecas; Gua: Guanajuato; SLP: San Luis Potosí. Adaptado de Scot *et. al.* (2008).

I.3 Marco Tectónico de referencia

La evolución geológica y tectónica de la SMO es compleja debido a que registra durante el Neógeno el cambio en el régimen tectónico de subducción a distensión cortical, la causa de la distensión en la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) es todavía objeto de discusión, como lo es también la relación temporal causa y efecto del magmatismo cenozoico con el proceso de distensión aunque existe consenso en que la extensión en la provincia de Cuencas y Sierras generó fusión parcial del manto litosférico y/o de la corteza inferior (Barajas, 2000).

En general, los autores reconocen en la SMO dos patrones de deformación producto de dos procesos tectónicos esencialmente distintos, primero, un evento de deformación contractiva que inicia a principios del Cretácico Tardío y se extiende hasta el Eoceno (esta deformación no ha sido objeto de estudios muy detallados, por lo que se cuenta con escasa información al respecto) y segundo, una deformación predominantemente extensional durante diferentes episodios que se remontan desde el Oligoceno y quizás hasta finales del Eoceno (Ferrari et. al., 2005).

Conforme cesó gradualmente la subducción de la Placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana, inició el magmatismo intraplaca en la región situada al este de la SMO y una combinación de volcanismo alcalino y toleítico en la región del Golfo de California (Aranda Gómez et. al. 2000).

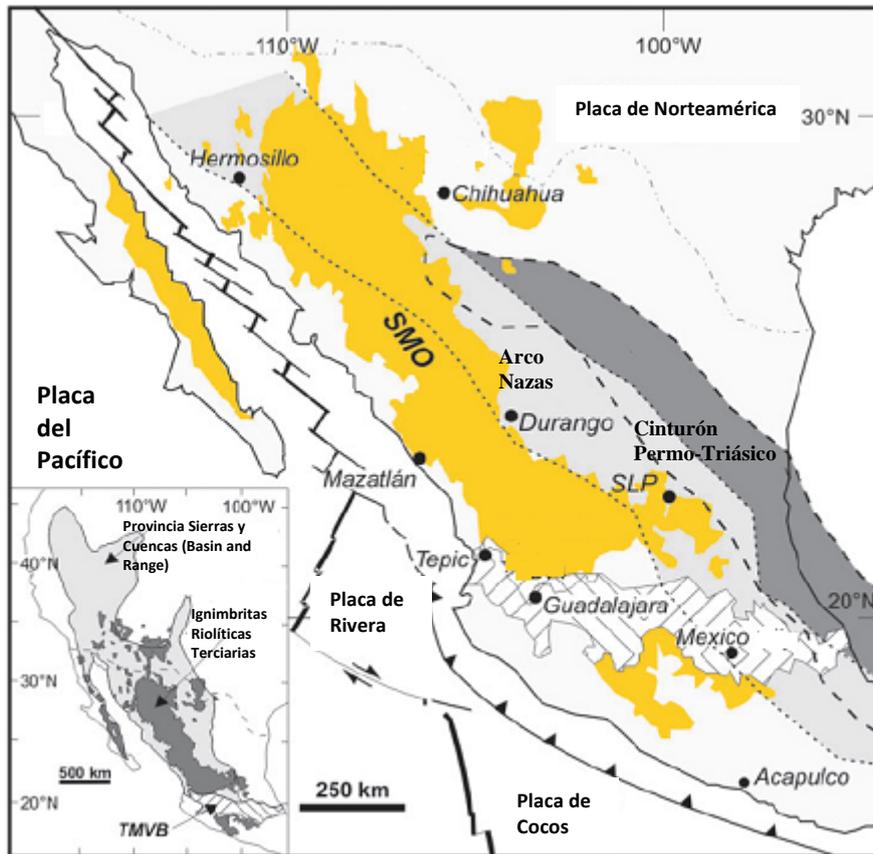


Figura 1.4. Mapa de México mostrando la actual configuración de placas, la ubicación de la SMO y la distribución de las rocas volcánicas, en su mayoría silíceas, de edad Oligoceno a Mioceno temprano. En gris claro y delimitado por una línea punteada, la extensión del arco volcánico relacionado con la subducción del Jurásico temprano-medio (Arco Nazas). En gris oscuro y delimitado por la línea intermitente el Cinturón de rocas granitoides de edad Permo-Triásica. SLP, San Luis Potosí. La imagen inferior izquierda muestra la localización de afloramientos de ignimbritas riolíticas en México y el suroeste de México así como la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), ambos translapados en espacio y tiempo, TMVB: Faja volcánica Transmexicana. Adaptado de Scott et. al. (2008).

La migración del frente volcánico hacia la trinchera durante el Oligoceno y Mioceno está bien documentada para la porción norte de la SMO, en Sonora, la mayor parte de la extensión sucedió simultáneamente a la subducción de vestigios de la placa Farallón y a la migración hacia el oeste del arco volcánico (Figura 1.4).

Durante el Mioceno, antes de la apertura del Golfo de California y del inicio de la actividad en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), que la disgregaron y sepultaron parcialmente, la provincia de la SMO debió ser considerablemente más extensa y estar unida a la provincia volcánica de Baja California (Aranda Gómez et. al. 2000).

I.3.1. Deformación pre-Oligoceno

Los autores interpretan, con base en los pocos datos disponibles, que entre el Conaciano y el Eoceno no hubo deformación contractiva en buena parte de la SMO. La deformación Laramide afectó moderadamente a las rocas del CVI (~101 a ~89 Ma) en Sinaloa y a rocas volcánicas del Maastrichtiano en Chihuahua Central y en la parte occidental de la SMO, en Sonora y Sinaloa, es común encontrar fracturas de tensión y fallas con dirección ENE-WSW a E-W que afectan a las rocas pre-oligocénicas (Honer y Enríquez, 1999 en Ferrari et. al., 2005).

Honer y Enríquez (1999) interpretaron las fallas E-W y ENE-WSW como resultado de la fase final del acortamiento que acompañó a la orogenia Laramide, sin embargo, Ferrari et. al. (2005) concluyen que estas podrían deberse a un episodio de deformación distinto, intermedio entre la orogenia Laramide y la extensión orogénica cuaternaria.

I.3.2. Tectónica extensional.

Los autores coinciden en que la deformación producto del tectonismo extensional no parece afectar el núcleo de la Sierra Madre Occidental. La provincia ígnea constituye una especie de división geográfica entre la Provincia Extensional del Golfo de California al oeste y la provincia de Cuencas y Sierras en México al este.

Sector norte

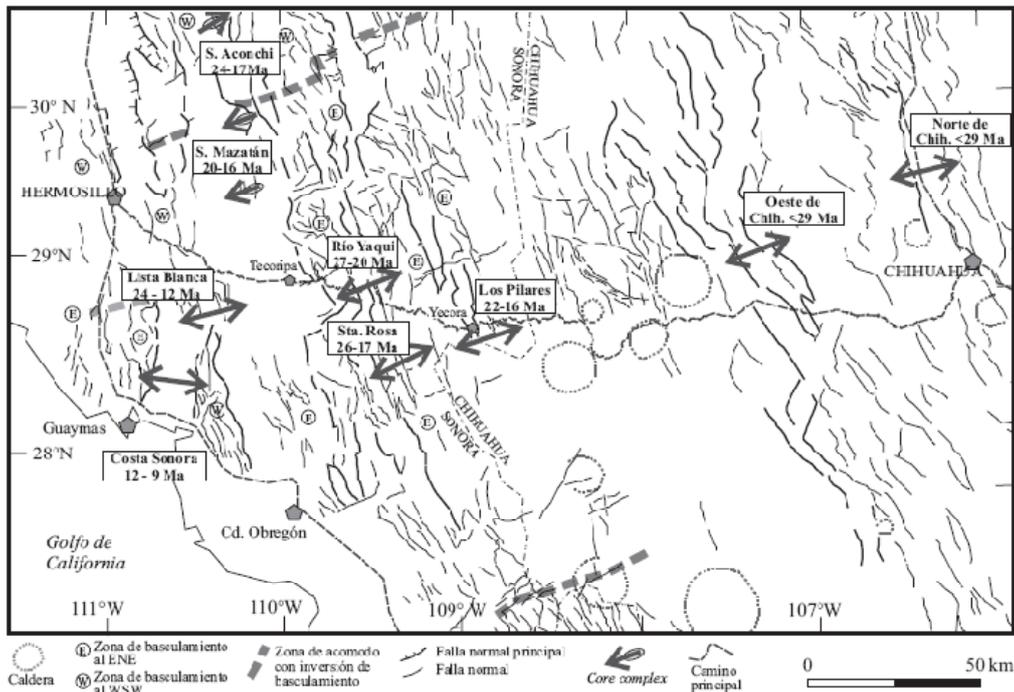


Figura 1.5. Mapa tectónico de la zona norte de la SMO, se indica la orientación y edad de la deformación extensional. Fallas y calderas (Ferrari et. al. 2005).

Para la zona norte, los rasgos indicadores de la tectónica extensional son: en Chihuahua la formación de estructuras tipo *Basin and Range* que afectan a la cubierta ignimbrítica, en Sonora este episodio extensional fue mucho mas intenso; Ferrari *et. al.* estiman que la extensión cortical rebasó en algunas áreas el 100%. Roldán *et. al.* (2004) interpretaron la existencia de fallas normales en Guaymas como evidencia del denominado graben de empalme, el cual es una estructura que marca una etapa de transición entre el régimen de fallamiento en bloque asociado al sistema Cuencas y Sierras, y un régimen de fallamiento lateral asociado con el inicio de la apertura del Golfo (Figura 1.5).

Sector centro

En este sector la extensión afectó a la SMO principalmente en sus bordes, y dejó una zona relativamente no extendida en su centro (Figura 1.5). En el borde oriental, en Durango, se han desarrollado fallas de alto ángulo que definen estructuras de tipo *Basin and Range*, mientras que la margen occidental en Sinaloa esta profundamente afectada por fallamiento extensional de dirección general NNW con formación de semigrabens.

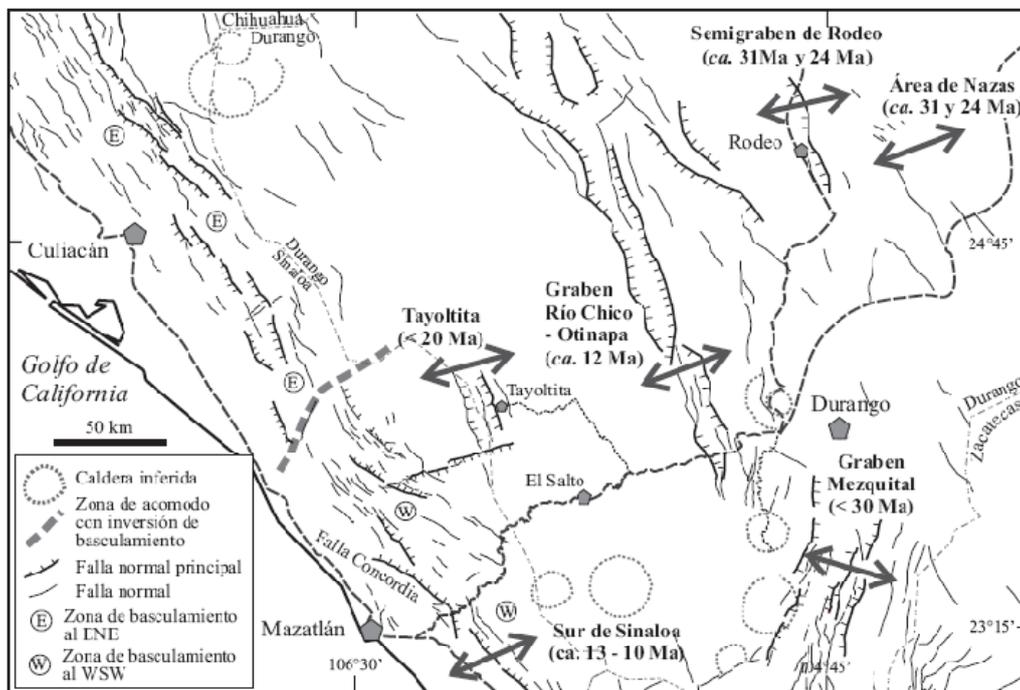


Figura 1.5. Mapa tectónico de la parte centro de la SMO, se indican la orientación y edad de la deformación extensional. Fallas y calderas. Ferrari *et. al.* 2005.

Sector sur

La tectónica extensional afecta a toda la SMO en su sector sur. Ferrari *et. al.* (2005) agrupan las estructuras de la parte sur de la SMO en tres dominios principales: oriental, occidental y meridional, los dos primeros constituidos por grabens de longitud variable y semigrabens basculados respectivamente, y finalmente, en el dominio meridional las secuencias del Oligoceno y el Mioceno inferior están deformadas en pliegues abiertos con arreglo escalonado, pequeñas cabalgaduras y fallas izquierdas (Figura 1.6).

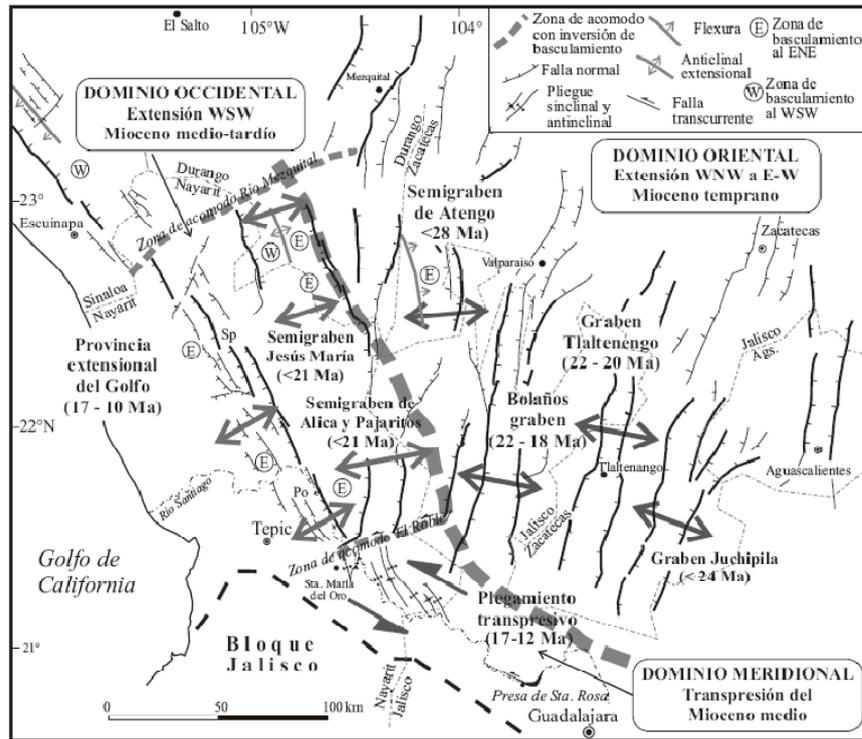


Figura 1.6. Mapa tectónico de la parte sur de la SMO, con indicación de la edad de la deformación extensional (Ferrari et. al. 2005).

I.4. Evolución espacio-temporal, causas de la tectónica extensional.

De manera general la evolución del magmatismo en la SMO obedece al patrón de migración del arco volcánico hacia el continente y su posterior regreso (en el Eoceno) hacia la trinchera, que ha sido reconocido en el suroeste de la Cordillera Norteamericana entre el Cretácico Tardío y el presente (Coney y Reynolds, 1977). De acuerdo con este modelo la migración del arco estuvo controlada esencialmente por la variación del ángulo de subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica.

A principios del Cretácico Tardío, el arco magmático se encuentra próximo a la trinchera, luego empieza paulatinamente a migrar hacia el este conforme el ángulo de subducción se vuelve subhorizontal (Figura 1.7). Durante este periodo tiene lugar la orogenia Laramide (Ferrari et. al. 2005).

Según Henry et. al. (2000), la migración del arco magmático hacia el este es más evidente en Estados Unidos y en el norte de la SMO, donde alcanza unos 1,000 km desde la trinchera, que en su parte centro y sur. En el sector central de la SMO el arco solo llegó a unos 400 km de la paleotrinchera y la migración del magmatismo hacia el este ocurrió a una tasa de magnitud menor que su regreso hacia la trinchera.

Para la parte sur de la SMO la trinchera alcanza su mayor distancia en el Oligoceno, el arco magmático llega a distancias máximas de hasta 600 km (Nieto Samaniego, 1999).

A escala de toda la provincia, el inicio de la extensión está asociado al regreso del arco magmático a la trinchera. Ferrari *et. al.* demostraron que la extensión o quizá el frente extensional, migró durante varios episodios de este a oeste a lo largo de toda la SMO. El proceso de extensión continental fue un fenómeno general que afectó toda la margen sur-occidental de la placa de Norteamérica.

En Estados Unidos la deformación terciaria llegó a formar una provincia extensional de más de 1000 km de ancho sin llegar a la ruptura de la litosfera, en México, después de más de 20 Ma, la extensión se localizó en la región del Golfo de

California provocando la formación de un *rift* con formación de corteza oceánica desde el Plioceno.

En este marco, la región de Sonora, con una extensión superior a la del resto de la SMO, representaría una zona de transición entre los dos dominios (Ferrari *et. al.* 2005).

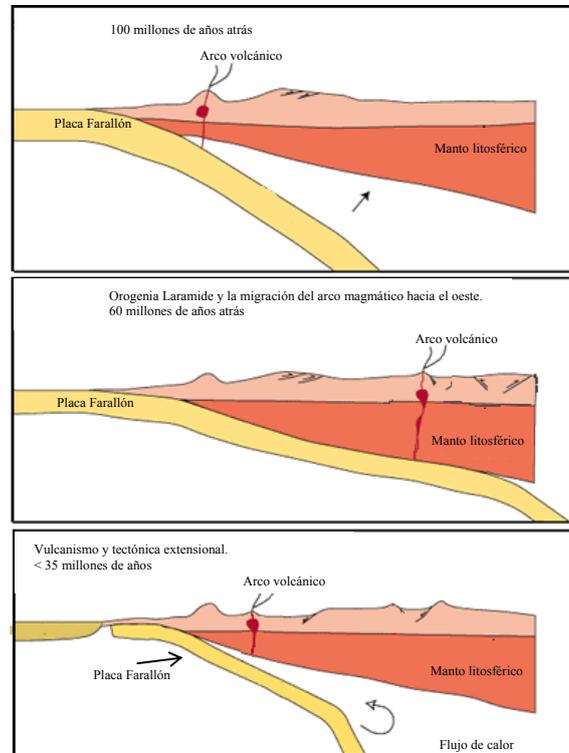


Figura 1.7. Sección esquemática de la SMO mostrando los cambios en la geometría de la placa Farallón a través del tiempo. Adaptado de Humphreys *et. al.*, 2003.

Por otro lado, para explicar la génesis del magmatismo silícico presente en la SMO existe un amplio rango de posibilidades, la cristalización fraccionada y la anatexis representan dos posibilidades que se encuentran en los extremos. Sin embargo también existen datos que sugieren que la asimilación y/o fusión de la corteza debe haber ocurrido en mayor o menor medida en la SMO. Es probable que el lugar de la corteza involucrado en la asimilación/fusión varíe en el tiempo, y que zonas progresivamente mas someras sean afectadas a medida que la intrusión de magmas máficos induzca una densificación de la corteza inferior (Ferrari *et. al.* 2005).

I.5 Modelos de velocidades para la SMO.

Los estudios existentes que pretenden determinar la estructura de la corteza y manto en la SMO son de alcance regional y permiten definir rasgos mayores de la estructura, pero difícilmente pueden ser correlacionados con los detalles de la geología en superficie. Los estudios geofísicos publicados al respecto son pocos y de representatividad local. Meyer *et. al.* en 1961, con base en un estudio de refracción sísmica propusieron un espesor cortical de 37 a 45 km al este de la SMO, entre Durango y Guanajuato. Fix en 1975 utilizó los modos fundamental y principal de las ondas superficiales de sismos ocurridos en Chiapas, para inferir la velocidad de las ondas S en los primeros 400 km para la zona centro de México. La inversión mostró una corteza de espesor aproximado de 30 km. Shurbert (1972) usó ondas telesísmicas P grabadas en el sureste de Estados Unidos de sismos ocurridos en el margen oeste de México y determinó que existe una zona de baja velocidad por debajo de México cuyo espesor

aproximado es de 70 km y propuso también una capa litosférica con espesor aproximado de 100 km (en Bonner y Terrin, 1999).

Gomberg *et. al.* en 1988 utilizaron información del tiempo de viaje de las ondas P para refinar los modelos existentes hasta ese momento. La información de tiempo de viaje permitió a los autores determinar aspectos generales del perfil de velocidad de las ondas compresionales como: un espesor cortical de 38 a 45 km, un espesor litosférico de entre 70 y 80 km así como una velocidad P_n de 7.8 ± 2 km/s. También concluyeron que existe una zona de baja velocidad para las ondas S en algún lugar por encima de los 250 km de profundidad por debajo de la meseta central. Finalmente restringieron el valor mínimo de velocidad de las ondas S a 4.4 km/s.

La conclusión del estudio de Gomberg *et. al.* tuvo lugar en 1989 con la publicación de un artículo cuyos resultados son complementarios al perfil de velocidades de corte dado a conocer en 1988. Propusieron un espesor cortical promedio de aproximadamente 36 km, el espesor de la litosfera varía de 70 a 76 km, y la velocidad P_n es del orden de 7.8 a 7.95 km/s. Este último valor es consistente con una velocidad $S_n = 4.4$ km/s y una relación de Poisson de 0.25. La publicación de 1989 demostró también la existencia de una zona de baja velocidad para las ondas P con espesor promedio aproximado de 45 km, con transición gradual hacia su base y un gradiente negativo de velocidad de bajo grado.

La estructura del manto superior por debajo de la SMO es conocida a grandes rasgos por estudios de tomografía sísmica regionales o globales (Grand, 1994; Alsina *et. al.*, 1996; Van der Lee y Nolet, 1997; Bijward y Spakman, 2000; Ritsema *et. al.*, 2004 en Ferrari *et. al.*, 2005).

Un rasgo general de todos estos estudios es que la raíz litosférica por debajo de la SMO es muy pequeña o en algunos lugares ausente. Estos estudios de tomografía muestran una anomalía negativa de velocidades que se extiende desde la provincia *Basin and Range* de Estados Unidos hasta la frontera sur de la SMO a la latitud $\sim 20^\circ\text{N}$.

En 2002 Goes y Van der Lee (en Ferrari *et.al.*, 2005) estimaron la estructura térmica por debajo de la SMO e indicaron que el manto tiene temperaturas de ~ 500 °C mas elevadas que bajo el cratón de Norteamérica al este. Los autores interpretaron esta temperatura como evidencia de que el manto litosférico ha sido removido parcial o totalmente y que en su lugar se encuentra manto astenosférico.

Persaud en 2003 establece la profundidad de la Moho basándose en funciones receptor en tres puntos de la margen occidental de la SMO, donde esta última ha sido adelgazada por la extensión que llevó a la formación del Golfo de California.

En este estudio se estiman espesores de 28 km en el área el este de Hermosillo y de 22 km tanto para el área de la costa sur de Sonora (Navojoa) como al norte de Sinaloa en Culiacán (Figura 1.8).

En 1991 Couch *et. al.* (en Ferrari *et. al.* 2005) analizaron datos gravimétricos y de refracción sísmica para estimar el espesor cortical, determinaron un contraste importante entre el espesor de la zona centro y los extremos oriental y occidental de la SMO. Para estos autores el espesor de la corteza al centro es de 40 km y se reduce a 25 km en la costa este del Golfo de California.

Bonner y Herrin (1999) propusieron un espesor cortical de 55 km para la parte norte-centro de la SMO, producto de un estudio de dispersión de ondas superficiales.

La mayoría de los autores coinciden en la existencia de una zona de baja velocidad por debajo de la SMO, y determinan que es mucho más delgada en el norte de México que en el sureste de Estados Unidos. Una explicación probable para la existencia de esta zona de baja velocidad para las ondas P y S es la ocurrencia de fusión parcial del manto.

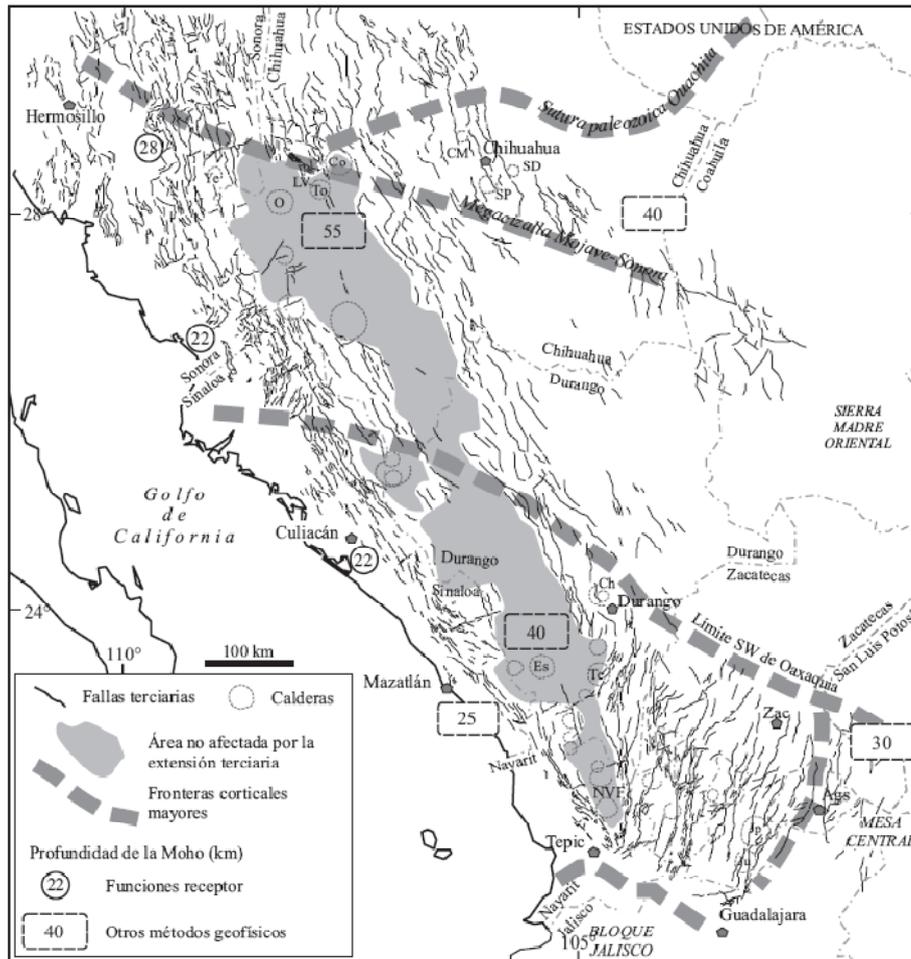


Figura 1.8. Mapa tectónico de la SMO. Se muestran las principales fallas terciarias reportadas en la literatura. El límite suroccidental de Oaxaquia (Lawlor en Ferrari et. al., 2005) corresponde también con el límite del continente a finales del Paleozoico. Las principales calderas son: SD: Santo Domingo, SP: Sierra Pastoría, CM: Caldera Majalca, To: Tomochic, LV: Las Varas, Co: Corralito y O: Ocampo, Ye: Yécora, Ch: Chupaderos, Te: Temoaya y ES: El Salto, NVF: Nayar Caldera field, Ju: Juchipila y Ja: Jalpa. (Ferrari et. al., 2005)

La Tabla 1 es una compilación de los resultados obtenidos en los estudios mencionados, estas características locales sirvieron como parte del modelo inicial a partir del cual construimos un modelo tridimensional de velocidades mediante el análisis de trazado de rayos, la compilación se muestra además en la Figura 1.8.

Tabla 1.1. Perfil de velocidades: Sureste de E. U., Norte de México, Sur de México

	Espesor cortical (km)	Espesor litosférico (km)	Velocidad P_n (km/s)	Espesor de la capa de baja velocidad para las ondas P (km)	Autor/Año
Suroeste de Estados Unidos	29 – 36	38 - 65	7.8 – 7.9	80 – 127	Priestley-Brune/1978
Norte de México y región fronteriza	36	70 - 76	7.8 – 7.95	≈ 45	Gomberg/1989
Meseta central mexicana	38 - 45	70 - 80	7.6 – 8.0	?	Meyer/1961
Sur de México	41 - 49	?	8.2 – 8.4	?	Valdés/1986
Costa Oeste de la SMO	22 - 28	?	?	?	Persaud/2003
Centro de la SMO	40 – 55	?	7.8 ± 0.2	?	Bonner-Herrin/1999 Couch/1991