

## VI CONCLUSIONES

1. La región de Tejupilco, objetivo central del presente trabajo, se localiza en la porción suroccidental del estado de México y partes aledañas de los estados de Guerrero y Michoacán, y comprende el sector oriental del terreno Guerrero meridional. En esta región, el terreno Guerrero consiste en tres unidades litotectónicas precenozoicas importantes que tienen implicaciones fundamentales para la evolución tectónica del sur de México, porción más meridional del cinturón cordillerano de Norteamérica. Estas unidades son: (1) un basamento siálico premesozoico, con metamorfismo de alto grado, evidenciado por xenolitos de Pepechuca; (2) una secuencia de arco de islas evolucionado del Triásico-Jurásico Inferior (esquistos Tejupilco, ETJ) y; (3) una secuencia de arco volcánico-cuenca trasarco del Jurásico Superior (?)-Cretácico medio (grupo Arcelia-Palmar Chico, GAP).
2. El substrato siálico premesozoico, probablemente proterozoico, consiste en ortos y paragneises graníticos con un metamorfismo granulítico de baja presión. Asociaciones metamórficas tales como: feldespatos potásicos + plagioclasa + sillimanita + cordierita + biotita + espinela y plagioclasa + sillimanita + corindón + espinela, sugieren rangos de  $P \geq 3 \leq 6$  kb y  $T = 730^\circ$  a  $760^\circ\text{C}$ . La naturaleza fuertemente evolucionada de estas rocas metamórficas, indicada por datos isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.7178$  a  $0.7237$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -6.1$  a  $-7.3$ ;  $T_{\text{DM}} = 1.2$  Ga a  $1.6$  Ga), es comparable a rocas grenvillianas del sur de México. La presencia de rocas cristalinas premesozoicas con clara afinidad continental debajo de las secuencias mesozoicas marinas de arco volcánico de la región, tiene implicaciones tectónicas fundamentales relacionadas con la estructura cortical del centro-sur de México. La existencia de corteza continental antigua no sólo en el subsuelo de la región sino también en el de partes aledañas, es además sustentado por xenolitos granulíticos en otros lugares y por perfiles gravimétricos que sugieren espesores de corteza de 40-45 km para la región. Modelos tectónicos sobre el terreno Guerrero como un complejo de arcos de islas desarrollados sobre litosfera oceánica deben, por lo tanto, ser revaluados.



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

3. El ensamble metamórfico de Tejupilco pre-Jurásico Superior comprende al esquistos Tejupilco (ETJ) y al metagranito Tizapa (MGT). EL ETJ es una secuencia marina metavolcanosedimentaria caracterizada por sedimentos pelíticos y algunos horizontes de cuarcitas con intercalaciones de rocas volcánicas basálticas, andesítico-dacíticas y riolíticas calcialcalinas, y mineralización polimetálica singenética tipo "Kuroko". El MGT es un plutón granítico calcialcalino peraluminoso que intrusionó a la secuencia volcanosedimentaria, y cuyas características geoquímicas e isotópicas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7078$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}(i)} = -3.5$ ;  $T_{\text{DM}} = 1.3 \text{ Ga}$ ) corresponden a una roca muy evolucionada, con componentes de corteza proterozoica. En conjunto, las características geoquímicas de elementos mayores y trazas e isotópicas de las rocas volcánicas y del granito corresponden claramente a una serie calcialcalina de margen continental activa, o a un arco volcánico evolucionado con involucramiento de substrato síalico en la generación de magmas. El ETJ no es, por consiguiente, un arco de islas desarrollado sobre litosfera oceánica.
  
4. El ETJ está fuertemente deformado, presenta evidencias de al menos tres fases de deformación compresiva ( $D_{T1}$ ,  $D_{T2}$ ,  $D_{T3}$ ). Las dos primeras fases de deformación son penetrante con un metamorfismo regional en facies de esquistos verde asociado ( $M_{T1}$ ,  $M_{T2}$ ), y se interpretan como pulsos tectonotérmicos del mismo evento orogénico (orogenia Náhuatl). En  $M_{T2}$  la parte baja de la facies de anfibolita fue alcanzada en los niveles estructurales expuestos más inferiores. El MGT, sintectónico con  $D_{T2}/M_{T2}$ , se caracteriza por una deformación milonítica heterogénea desarrollada en condiciones de presión-temperatura de *ca.* 4 kb y 500°C, y con una dirección de transporte tectónico hacia el oriente, congruente con la deformación y el metamorfismo regional del ETJ circundante. El MGT, como unidad sinorogénica clave para fechar y posfechar la deformación y el metamorfismo regional y el depósito del ETJ, respectivamente, dió una edad de intersección inferior U-Pb (zircón) de  $186.5 \pm 7.4 \text{ Ma}$ , y es interpretada como la edad de cristalización del granito. La edad del evento orogénico es por consiguiente de edad toarciana y el depósito del ETJ pre-Toarciano. El depósito de la secuencia metavolcanosedimentaria del ETJ probablemente ocurrió durante Triásico-Jurásico Temprano como lo sugieren las edades modelo Pb-Pb para el yacimiento singenético de sulfuros masivos de Tizapa. Esto implica que El terreno Guerrero, por lo menos en su

porción meridional, tiene una historia tectónica más compleja de lo que hasta ahora se había considerado.

5. El GAP es una secuencia marina volcanosedimentaria de por lo menos 2,500 m de espesor, que sobreyace estructuralmente al ETJ. La parte inferior del GAP consiste en caliza arcillosa, terrígenos turbidíticos finos y gruesos, lava basáltica almohadillada, caliza micrítica y sedimentos silícicos. La parte superior está compuesta de lava almohadillada y masiva basáltica a andesítica, hialoclastita, pizarra negra, sedimentos silícicos y tobáceos, y bancos pequeños y aislados de caliza masiva fosilífera. Diques basálticos, pequeños cuerpos tonalíticos y dioríticos ricos en hornblenda con cúmulos hornblendíticos, y pequeños lentes de serpentinita, cortan a la secuencia volcanosedimentaria del GAP. Con base en datos paleontológicos e isotópicos, la edad de la parte inferior del GAP, predominantemente sedimentaria, puede variar desde el Titoniano (?) hasta el Albiano, mientras que la parte superior, predominantemente volcánica, es del Albiano-Cenomaniano. Muestras de lava almohadillada de la parte inferior y superior del GAP dieron edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $103.1 \pm 1.3$  Ma y  $93.6 \pm 0.6$  Ma, respectivamente.
6. Las rocas volcánicas submarinas de la parte inferior y superior del GAP son geoquímicamente indistinguibles, y corresponden a una misma serie magmática toleítica con afinidad de basaltos toleíticos intraplaca o MORB enriquecido, diferenciándose claramente de las rocas metavolcánicas subyacentes del ETJ. Con base en relaciones geológicas y en características geoquímicas de las rocas volcánicas intercaladas, el GAP se interpreta como el relleno de una cuenca trasarco cretácica (cuenca de Arcelia) desarrollada por un proceso de atenuación de corteza por tectónica distensiva, con generación de magmatismo poco evolucionado que tuvo poca o nula interacción con corteza continental.
7. El GAP presenta una deformación fuerte a moderada en su parte inferior incompetente (predominantemente sedimentaria) y moderada a tenue en su parte superior competente (predominantemente volcánica), con imbricaciones tectónicas en todo su espesor, y con un metamorfismo no penetrante de muy bajo grado. Las características estructurales del GAP en su parte inferior más deformada, están definidas por dos fases de plegamiento,  $F_{A1}$  y

F<sub>A2</sub>, con dirección de transporte tectónico hacia el NE, y con vergencia predominante hacia el poniente, respectivamente. Estos rasgos estructurales pueden ser producto de una deformación progresiva importante que, debido a cambios en el campo de esfuerzos, tasa de deformación, y comportamiento reológico heterogéneo de la litología involucrada, durante las fases inicial (D<sub>A1</sub>) y final (D<sub>A2</sub>) desarrolló estructuras sobrepuestas con geometrías diferentes.

8. El contacto entre GAP y el ETJ, originalmente discordante, fue posteriormente retrabajado como una importante falla inversa de bajo ángulo durante D<sub>A1</sub>/F<sub>A1</sub>, que corresponde al traslape tectónico del primero sobre el segundo. El GAP se considera, por lo tanto, como una unidad para autóctona que evolucionó en un contexto de arco de margen continental posterior a un evento de colisión arco-continente.
9. Para explicar la deformación progresiva del GAP se propone un modelo de tectónica de inversión, en el que fallamiento lístrico extensional, relacionado a una cuenca trasarco (cuenca de Arcelia), es reactivado como fallamiento inverso, con plegamiento cortical por propagación de falla del basamento premesozoico, durante la orogenia Laramide del Cretácico Tardío. Dado que en este plegamiento se involucra al basamento cristalino premesozoico no expuesto, y afecta tanto al ETJ como al GAP, la orogenia Laramide, en esta parte del sur de México, corresponda a una tectónica profunda (*thick-skinned tectonics*).
10. El metamorfismo del GAP se caracteriza por cristalización fina de mica blanca y cuarzo en sedimentos arcillosos, en zona de cizalla con espesores milimétricos hasta métricos, y por asociaciones mineralógicas tales como prehnita + pumpellyita + epidota ± clorita ± albita ± cuarzo en las rocas volcánicas intercaladas. Las asociaciones metamórficas, que corresponden claramente a la facies de prehnita-pumpellyita, coexistente con sectores de roca no alterada y/o con sectores palagoníticos en las rocas volcánicas submarinas. De acuerdo a las relaciones texturales de estas asociaciones, el metamorfismo en las rocas volcánicas es esencialmente estático de piso oceánico o submarino, desarrollado en condiciones de presión-temperatura que pueden variar entre 1 a 3 kb, y 200° a 300°C.

11. En el modelo de evolución tectónica mesozoica que se propone, el ETJ, con una historia tectonotérmica radicalmente diferentes al terreno Mixteco adyacente, se interpreta como parte de un arco intraoceánico (Guerrero) con substrato continental tipo "Pepechuca" evolucionando fuera del margen centro-occidental de Pangea durante el Triásico-Jurásico Temprano. Se postula que la evolución de este arco (terreno Guerrero real) se dio en un contexto de doble subducción con polaridades opuestas. Con el cierre de una cuenca oceánica entre el margen de Pangea y el arco Guerrero, este colisionó con Pangea a finales del Jurásico Temprano ocasionando deformación, metamorfismo regional de bajo grado y magmatismo orogénico en el ETJ y en unidades correlacionables del suroccidente de México. Este evento de colisión arco-continente, designado como orogenia Náhuatl, representa la mayor acreción tectónica de arcos volcánicos interoceánicos mesozoicos a la estructura continental de México.
  
12. Durante el Jurásico Medio el arco Guerrero ya acrecionado probablemente fue erosionado intensamente y desplazado hacia el sur conjuntamente con el bloque Mixteco-Zapoteco, llegando a su posición actual en el Berriasiano. Durante el Titoniano (?) - Berriasiano se reinició el volcanismo de arco en el poniente de México, pero ahora en un contexto de arco de margen continental tipo andino. Con la evolución de este arco (terreno Guerrero tradicional) en el Cretácico Temprano, se desarrolló una cuenca trasarco (cuenca de Arcelia) controlada posiblemente por el retroceso de la placa en subducción (*rollback*). Este mecanismo de *rollback* provocó movimientos convectivos del manto astenosférico, causando distensión y adelgazamiento de la corteza continental sobreyacente y generando magmatismo toleítico intraplaca en la cuenca trasarco (GAP). Este magmatismo coexistió con buena parte del magmatismo calcialcalino del arco de margen continental.
  
13. En el Cenomaniano-Turoniano el volcanismo de arco de margen continental (terreno Guerrero tradicional) cesó en la mayor parte del suroccidente de México para dar paso a cambios drásticos en el regimen de sedimentación marina. Esto es debido al inició de la deformación del arco con el cierre progresivo de la cuenca trasarco causado por un aumento en la tasa de convergencia entre las placas Farallón y de Norteamérica. Durante el

Campaniano-Maastrichtiano temprano, la deformación compresiva fue más intensa y fue acompañada por magmatismo en algunas áreas y el levantamiento general de toda la región suroccidental de México (orogenia Laramide). Este evento orogénico, que cambió ambientes marinos a escenarios continentales y se propagó hasta el Eoceno temprano en el oriente de México, fue probablemente consecuencia de un incremento notable en la tasa de convergencia entre las placas mencionadas, y a una subducción subhorizontal con tracción basal en la placa de Norteamérica, y no a la colisión del terreno Guerrero.