

## Capítulo 2 Geología general

### 2.1 Marco tectónico

La evolución tectónica del Noroeste de México, fue dominada desde el Cretácico tardío hasta el Mioceno medio por un régimen orogénico. La subducción de la Placa Farallón durante el Neógeno consistió en la separación de la Placa Farallón en diversas placas - las mas cercanas a Baja California eran las tres microplacas oceánicas llamadas Soledad, Guadalupe y Magdalena, que se subdujeron con vergencia al Este bajo la placa de Norte América ([Atwater, 1970](#); [Atwater, 1989](#)).

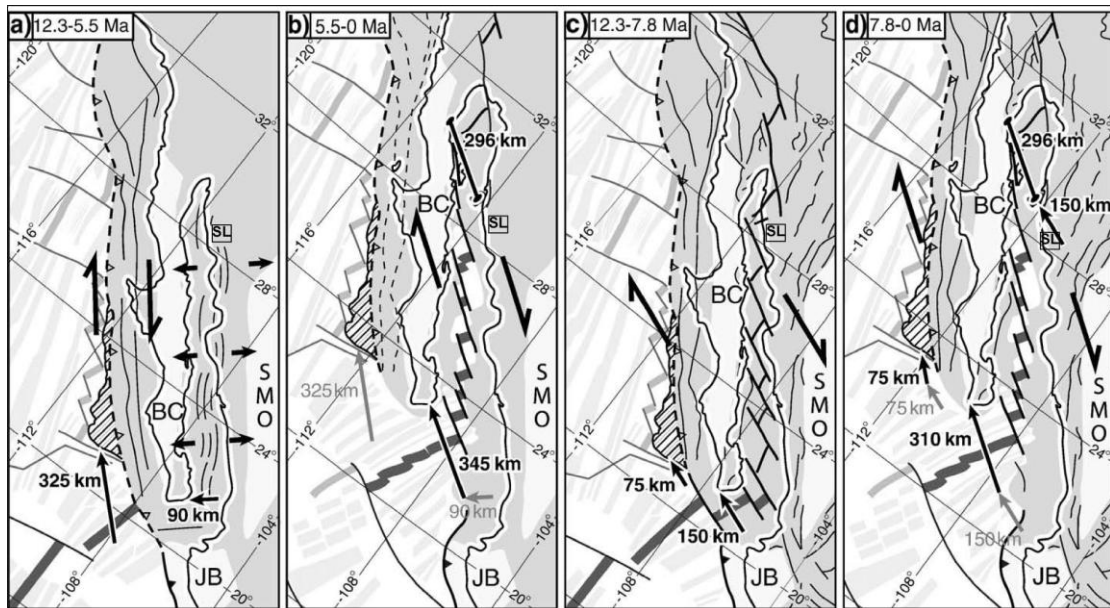
Una de las principales consecuencias de este proceso tectónico se manifiesta en el margen continental con la aparición de un intenso magmatismo, produciendo grandes cinturones batolíticos con orientaciones NW-SE distribuidos entre el Sur de Estados Unidos y el Noroeste de México ([Damon et al., 1983](#)). De la misma forma, un metamorfismo regional fue desarrollado entre 90 y 45 millones de años durante la Orogenia denominada Larámide ([Damon, 1983](#)). Este fenómeno es representado principalmente por tres dominios: 1) un primer sector Noroccidental que es caracterizado por una deformación con estructuras de tipo dúctil derivadas de un dominio estructural profundo, que aflora gracias a la importante exhumación que ocurrió en el Terciario, 2) un dominio central que es caracterizado por una deformación de tipo “thick-skin” con bloques levantados a lo largo de fallas inversas con fuerte inclinación y, 3) el tercer dominio desarrollado en la porción oriental que se considera una transición entre el dominio central y la Sierra Madre Oriental, donde se depositaron gruesas secuencias sedimentarias marinas o continentales que

facilitaron la deformación tangencial superficial de tipo “thin-skin” (Calmus et al., 2010).

Durante el Mioceno, al fragmentarse la placa Farallón en microplacas, se crea un punto triple entre las placas de Farallón, Pacífico y Norte América que migró hacia el sur (Atwater, 1970). Sin embargo, al Sur del mismo, la subducción de la microplaca de Guadalupe dio origen al magmatismo en Baja California, dando lugar a la formación del arco Comondú de ~ 22 a 11 Ma (Lopez-Martínez et al., 2010).

En la latitud de Sonora, entre 15 y 11 Ma, se evidencia un cambio de régimen tectónico y la aparición de un volcanismo denominado post-subducción, que fue derivado de un equilibrio térmico entre la micro-placa subducida y la astenósfera (Till et al., 2006). En este periodo se presenta una extensión cortical generalizada en la porción Oeste y Suroeste de la placa de Norteamérica con la subsiguiente formación de la Provincia Extensional del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989; Figura 3). Una primera etapa entre 12 y 11 Ma, comprende una región denominada Proto-Golfo (Karig y Jensky, 1972.; Stock y Hodges, 1989; Martín-Barajas et al., 1995), que es caracterizada por la formación de un rift intracontinental y por la aparición de un volcanismo hiperalcalino (Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano et al., 2007; Vidal-Solano et al., 2008). A esta etapa se asocian las estructuras extensionales como el Graben de Empalme, localizado entre las Sierras de Santa Úrsula y el Bacatete, al SE de la Sierra Libre (Roldan-Quintana et al., 2004; Figura 4 y 5). La segunda etapa ocurre posterior a los 6 Ma y comprende la incorporación de la Península de Baja California a la Placa del Pacífico desarrollando un desplazamiento en dirección NW con respecto a la Placa Norteamericana (Martín-Barajas et al., 2001). Este movimiento es

responsable de la abertura del Golfo de California que permanece activa en la actualidad y se piensa que su desplazamiento general es de 300 kilómetros.



**Figura 3.-** Modelos cinemáticos existentes para la evolución tectónica de El Golfo de California (modificado de Seiler et al., 2010).- Modelo en dos etapas: (a) cinemática dividida en una zona de extensión lateral al Oeste de Baja California y otra de tipo extensión ortogonal al Este, formando la Provincia Extensional del Golfo entre 12.3 y 5.5 Ma. (b) Deformación en fallas transformantes al Oeste de Baja California a partir de ~5.5 Ma. Modelo en una sola etapa trastensiva: (c) cizalla trastensional afectando dos zonas en lados opuestos de Baja California entre 12.3 y 7.8 Ma. (d) Deformación rotacional en sentido de las manecillas del reloj desde los 7.8 Ma continuando la cizalla transtensional en la Provincia Extensional del Golfo de California. La corteza continental afectada es mostrada en tono intermedio de gris, los bloques no fallados en blanco, las anomalías magnéticas en gris claro, los centros activos de expansión oceánica en líneas negras, los centros abandonados de expansión oceánica en líneas gris oscuro, las líneas negras que conectan Baja California con Sonora en las figuras b y d, correlacionan los depósitos volcánicos propuestos por Oskin y Stock (2003). SL, Sierra Libre; BC, Baja California; JB, Bloque Jalisco; SMO, Sierra Madre Occidental.

## 2.2 Geología regional y trabajos previos.

De acuerdo con los trabajos previos sobre la geología de la región, [Barrera-Guerrero](#) menciona en su tesis de Maestría (2012): que las rocas más antiguas se ubican al noreste del área de estudio en las inmediaciones de la zona minera La Colorada ([Peña-Leal et al., 2000](#)) y corresponden a secuencias sedimentarias del Paleozoico que van del Cámbrico Medio al Pérmico, compuestas de lutitas con

intercalaciones de calizas, así como de calizas y areniscas con lentes de pedernal. Unidades del Triásico Tardío que forman potentes secuencias de areniscas-calizas y areniscas-lutitas, con algunos conglomerados, pertenecen al Grupo Barranca. En discordancia sobre las rocas anteriores ocurren unidades del Cretácico Superior consistentes en derrames volcánicos y tobas andesíticas pseudo-estratificadas con algunos sedimentos, los cuales son correlacionables con la Formación Tarahumara que se interpreta como parte de un arco volcánico continental.

Cuerpos intrusivos de afinidad calcoalcalina pertenecen al Cretácico Tardío-Terciario como producto de la subducción de la Placa Farallón. Estas rocas que han sido fechadas entre 90 y 40 Ma ([Damon et al., 1983](#); [Mead et al., 1988](#); [Richard et al., 1989](#); [Gans, 1997](#); [Calmus et al., 2010](#)) se encuentran dispuestas en cinturones orientados NW-SE. En los alrededores de la ciudad de Hermosillo presentan una edad de cristalización de 68 a 60 Ma y una edad de enfriamiento de 50 a 48 Ma ([Calmus et al., 2010](#)). Estos plutones se describen como granitoides de cuarzo-diorita y granito, con fases más tardías caracterizadas por plutones porfídicos de composición similar. Estas rocas son cortadas por diques aplíticos, pegmatíticos y lamprofídicos ([Orozco-Garza, 2003](#)). En la región de estudio [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) a identificado a estas rocas aflorando en la zona norte de la Sierra Libre.

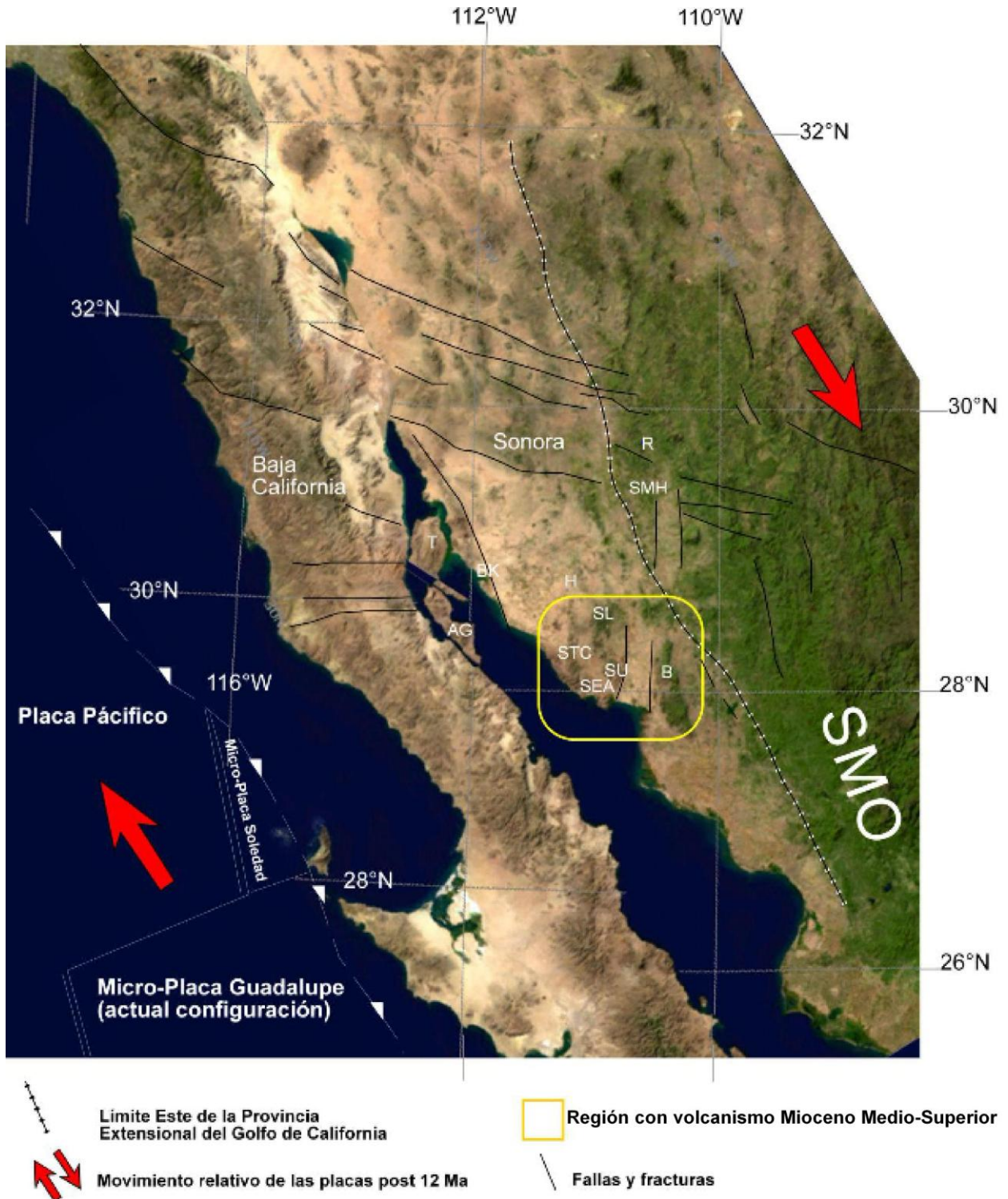
Durante principios del Mioceno se desarrolla el evento distensivo *Basin and Range* produciendo una fisiografía marcada por grandes fosas tectónicas y exhumación de bloques corticales ([Figura 4](#)). Estos pilares tectónicos al fracturarse y erosionarse dieron paso al depósito de sedimentos clásticos en las cuencas intermontanas, dando origen a la Formación Báucarit reconocida originalmente por [King](#)

(1939). Esta secuencia molásica está conformada por conglomerados polimícticos, areniscas y ocasionales lentes de tobas félsicas y basaltos. Vestigios de esta formación ocurren al oriente de la Sierra Libre, en la base de la Sierra Lista Blanca, sobre-yaciendo a la Formación Barranca (Morales-Montaña et al., 1990; Bartolini et al., 1991); así como en la parte norte de las sierras San Antonio y El Bacatete (Peña-Leal et al., 2000; Figura 4 y 5).

Las rocas volcánicas emplazadas de manera continua durante el Mioceno ocurren principalmente en la porción sur, dentro de la región de Guaymas – Sierra Santa Úrsula (Figura 4 y 5). En esta última, Mora-Álvarez y McDowell (2000) describieron la geología y fecharon las rocas volcánicas definiendo la edad de la secuencia entre 23 y 8 Ma. En esta secuencia destacan grandes volúmenes de dacitas, riolitas, derrames piroclásticos y lahares, que forman la llamada “Ventana felsic unit” datada por el método isotópico K/Ar entre 12.3 y 11.4 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000).

En la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula y como parte de la secuencia terciaria, Cochemé (1981), reporta la presencia de granófiros, con una edad calculada por K/Ar en plagioclasas de  $12.08 \pm 0.36$  Ma, y  $11.74 \pm 0.35$  Ma en roca total (Paz-Moreno, 1992). Finalmente, en la zona entre la Sierra Santa Úrsula y Empalme, Mora-Álvarez y McDowell (2000) reportaron edades isotópicas entre 10.3-8.5 Ma para las rocas volcánicas más jóvenes de composición basáltica que componen los flancos del Graben de Empalme (Roldan-Quintana et al., 2004; Figura 5).





**Figura 4.-** Reconstrucción durante el Mioceno Medio de la posición relativa de la Baja California y del Estado de Sonora antes de la apertura del Golfo de California tomado de [Vidal-Solano, 2005](#) y [modificado por Vidal-Solano, 2011](#). SMO, Sierra Madre Occidental; R, Rayón; SMH, San Miguel de Horcasitas; H, Hermosillo; SL, Sierra Libre; SU, Sierra Santa Úrsula; STC, Sierra Tinaja del Carmen; SEA, Sierra El Aguaje; B, Sierra Bacatete; BK, Bahía Kino; IT, Isla Tiburón; AG, Isla Angel de la Guarda. Recuadro amarillo corresponde a la figura 5.



*Figura 5.- Región de estudio, mostrando la ubicación de los principales sitios con volcanismo Mioceno; tomado de Vidal-Solano, 2011.*

### 2.3 Geología de la Sierra Libre

La geología de la Sierra Libre ha sido recientemente establecida por el trabajo de Barrera-Guerrero (2012). La cartografía geológica reportada en ese trabajo fue principalmente enfocada en la parte norte y centro-oeste de la Sierra. Destaca en esta localidad un gran volumen de vestigios volcánicos hiperalcalinos, estableciendo la existencia de un apilamiento con más de 800 m de unidades volcánicas principalmente de composición riolítica. Esta secuencia registra con precisión

distintos episodios magmáticos y su deformación por una tectónica trastensiva ocurrida al término del Mioceno medio y principios del Mioceno Superior durante el desarrollo del Rift del Proto-Golfo del California. En particular, sobresale el desarrollo de un volcanismo silícico hiperalcalino conformado por coladas, domos e ignimbritas que predominan en la parte Norte de la Sierra.

El estudio mineralógico y geoquímico de [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) sobre las rocas volcánicas ácidas en la Sierra Libre estableció sus características petrológicas, permitiendo integrarlas al evento hiperalcalino del Mioceno Medio ampliamente reconocido en el NW de México ([Vidal-Solano et al, 2008](#)). [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) estableció que de la base a la cima en la Sierra Libre, la naturaleza del volcanismo involucrado en la secuencia del Mioceno consistía en tres grupos petrológicos principales: 1) Un volcanismo de arco compuesto principalmente por dacitas calcoalcalinas, 2) Un volcanismo post-arco de afinidad genética transicional donde ocurren en mayor proporción la riolitas hiperalcalinas, y en menor cantidad, basaltos doleríticos y, finalmente, 3) un volcanismo anorogénico del Mioceno Superior con una afinidad toleítica, que es representado por coladas de islandita.

Cabe destacar que en esta región [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) reconoció dentro del volcanismo post-arco, el mayor volumen de rocas félsicas hiperalcalinas hasta ahora conocido en el NW de México. También, mostró que dentro de algunas de las ignimbritas presentes en el evento hiperalcalino, ocurría la Ignimbrita de Hermosillo / Toba de San Felipe, unidad ampliamente distribuida tanto en Sonora como en Baja California. De esta forma, gracias al trabajo de [Barrera-Guerrero \(2012\)](#), se concibe el presente estudio paleomagnético aprovechando el descubrimiento en el NW de



México de este punto extraordinario de emisión del volcanismo hiperalcalino ocurrido durante el Mioceno Medio.

De acuerdo con [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) la secuencia volcánica más completa del Mioceno se localiza en la porción Norte de la Sierra Libre, en las localidades de El Cajete y El Galindro. Estos sitios que exponen claramente las relaciones estratigráficas y estructurales de las unidades que corresponden a los grupos petrológicos de arco y post-arco, fueron los elegidos para llevar a cabo el presente estudio paleomagnético.

**Cerro El Cajete**, se ubica en la parte noreste de la Sierra Libre, geomorfológicamente se dispone como una franja extendida de la SL hacia el NW que cuenta con una elevación máxima de 335 m.s.n.m. ([Figura 6](#)). Las rocas de esta zona, en la base, se relacionan con coladas dacíticas de bases vítreas y brechoides correspondientes al grupo petrológico de Arco con afinidad calcoalcalina ([Barrera-Guerrero, 2012](#)).

La litología volcánica más antigua en la región de El Cajete se localiza al Norte en las cercanías de El rancho El Pilar. Esta corresponde a una tufita color verde alterada que forma lomeríos que reflejan un alto grado de erosión.

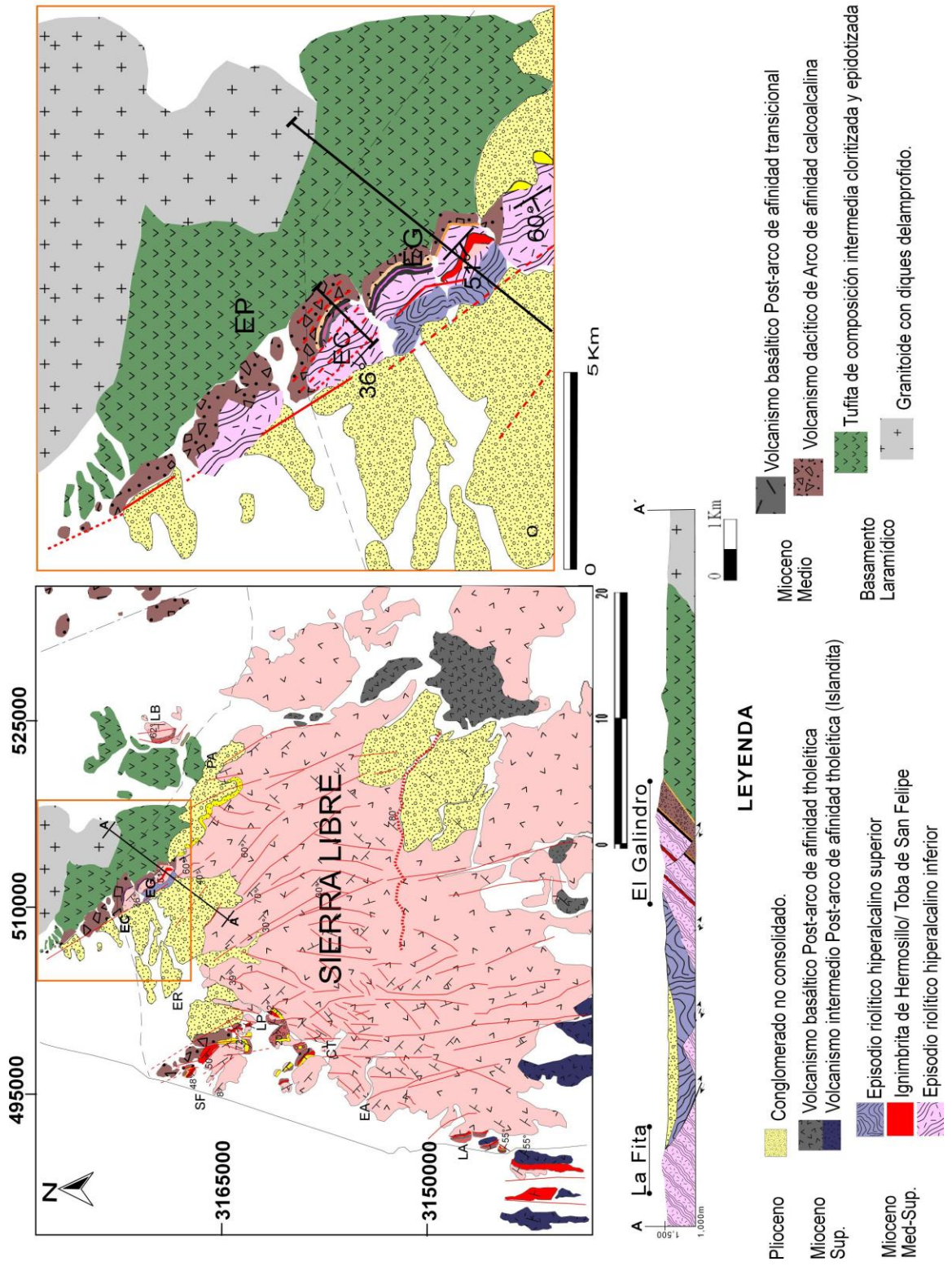
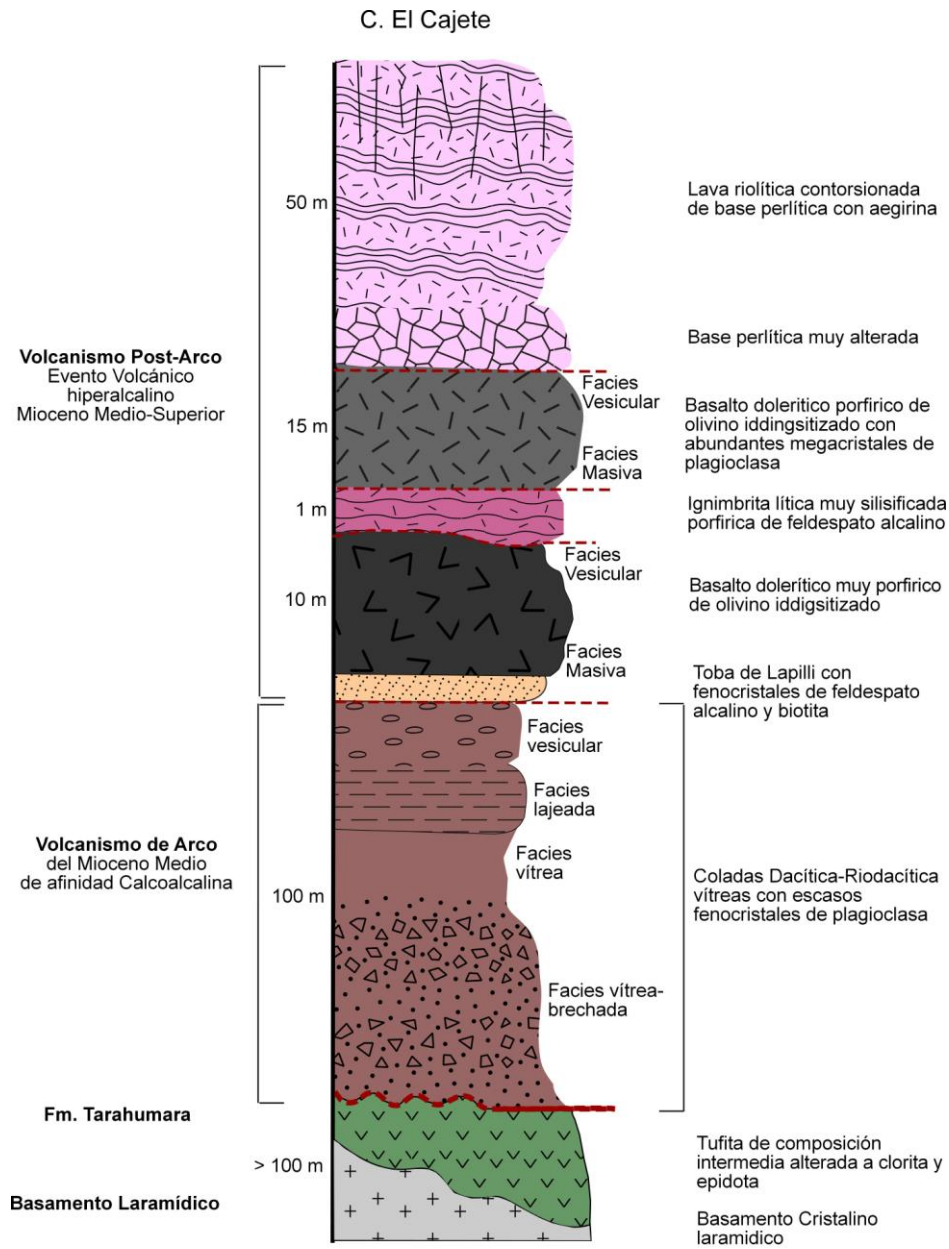


Figura 6.- Mapa Geológico simplificado de la Sierra Libre y detalle geológico de la localidad de estudio El Cajete-El Galindro. Modificado de Barrera-Guerrero, 2012. Sección EC en la figura 8.

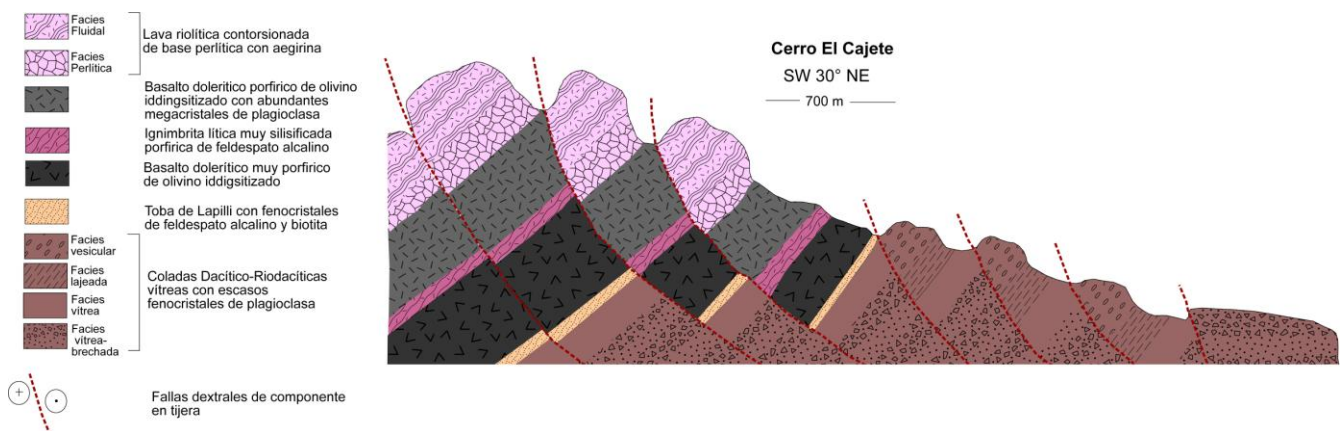
Esta unidad es de composición intermedia y contiene cristales de plagioclasa y piroxeno en su mayoría alterados a clorita y epidota. Hacia el Norte del Rancho El Pilar, esta unidad se encuentra en contacto discordante con el basamento laramídico que es cortado por diques aplíticos y dioríticos (Barrera-Guerrero, 2012).

Es en el cerro El Cajete que cubriendo a las rocas intermedias ocurren derrames de dacita fluidal porfírica de plagioclasa, que en la base tiene una facies vítrea afanítica y brechas de arrastre (Figura 7). Un sucesivo cambio litológico ocurre de manera discordante sobre estos derrames lávicos con la presencia de una toba de lapilli con pómez porfírica de Feldespato Alcalino y Biotita, que es seguida por un basalto dolerítico porfírico de Olivino iddingsitizado. Sobre esta unidad ocurre, con un espesor promedio de 2m, una ignimbrita porfírica de Feldespato Alcalino ligeramente soldada y muy silisificada. Esta ignimbrita presenta abundantes líticos de riolita y dacita, y a su vez es cubierta por un segundo derrame basáltico con megacristales de plagioclasa (<3 cm) y algunos fenocristales de piroxeno. Esta lava presenta una textura dolerítica en la matriz. Por último, cubriendo a las unidades anteriores, ocurren diversos derrames de riolita fluidal con perlita en su base, en donde destacan facies perlíticas con núcleos anhidros de obsidiana (< 5 cm), conocidos regionalmente como “lágrimas de apache” (Barrera-Guerrero, 2012).

El paquete litológico descrito anteriormente en esta región presenta en general un rumbo 40-50° NW con un buzamiento de 30-40° al SW y es afectado principalmente por fallas dextrales (NW-SE) con un comportamiento en tijera que repiten la secuencia y delimitan a los cerros circundantes en bloques aislados y alargados (Figura 8).



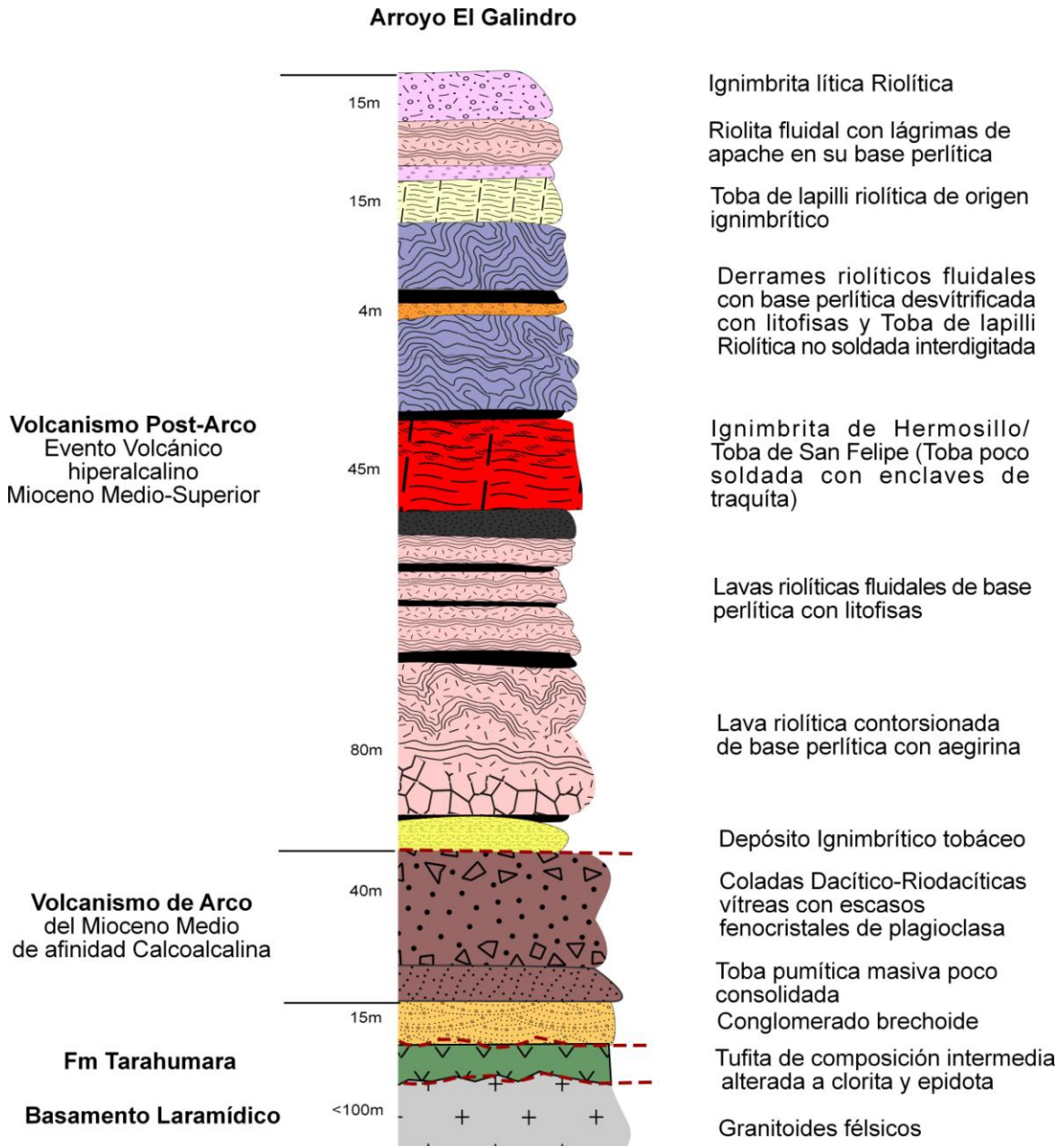
**Figura 7.-** Columna estratigráfica de la localidad de El Cajete. Modificado de Barrera-Guerrero, 2012.



**Figura 8.-** Sección esquemática de la localidad de El Cajete.



**El Galindro**, es un arroyo, contiguo al Cerro El Cajete, ubicado al noreste de la Sierra Libre, cuyo cauce sigue una trayectoria Este-Oeste en aproximadamente 200 m de longitud, cortando un bloque basculado que ha sido aislado de la Sierra Libre (Barrera-Guerrero, 2012). Este drenaje permite apreciar de forma más completa la sucesión volcánica en el área de estudio. Estructuralmente, esta zona no presenta un alto grado de deformación, sin embargo, la ocurrencia de algunas fallas de tipo lístrico provoca el basculamiento de las unidades. El borde oeste de esta región actualmente se encuentra cubierto por sedimentos recientes que posiblemente cubren una falla lateral mayor con rumbo NW, que permitió segmentar a la SL y aislar en forma de bloque a las regiones noreste que comprende las localidades de El Cajete y El Galindro (Barrera-Guerrero, 2012; Figura 6). De acuerdo con Barrera-Guerrero (2012; Figura 9), en esta localidad la unidad de base de esta secuencia aflora en la parte este, se trata de un conglomerado brechoide, color marrón, polimíctico, de 20 m de espesor, medianamente clasificado que presenta una estratificación marcada por capas métricas. Este depósito detrítico contiene clastos subredondeados a subangulosos en una matriz limo-arenosa medianamente consolidada. Estos detritos son de dacita, andesita porfírica de plagioclasa y, predominantemente de granito de biotita que representa el basamento para la región. Esta unidad se encuentra disectada y extendida por una serie de fallas normales en tijera orientadas NE con un echado de 80° al Noreste, permitiendo la repetición y la inclinación de las capas al SW.



*Figura 9.- Columna estratigráfica de la localidad de El Galindro. Modificado de Barrera-Guerrero, 2012.*

Sobreyaciendo a la unidad anterior se presenta una toba pumítica masiva poco consolidada, de color amarillo claro a beige, con una variación en sus facies de la base a la cima. Esta variación se caracteriza por una toba lítica en la base, que posteriormente, presenta líticos más finos en la parte intermedia y, finalmente, exhibe un alto contenido de pómez milimétricas y flamas finas en la cima. Esta unidad es cubierta por derrames de dacita porfíricos de plagioclasa y piroxeno,

correspondientes al grupo petrológico de Arco Continental y correlacionables con las unidades que ocurren en la base del Cerro El Cajete. En algunas partes es posible observar autobrechas formadas por el arrastre y fragmentación del derrame durante su emplazamiento, así como un importante contenido de vidrio en la base. También, fueron identificados algunos cuellos volcánicos que corresponden con los puntos de emisión de las coladas.

Sobreyaciendo discordantemente a las coladas se encuentra un depósito ignimbrítico tobáceo, de color rosa a amarillo mostaza. Esta unidad se encuentra en un estado de desvitrificación avanzado y varía de una toba lítica poco soldada en su base, a más soldada, con flamas desvitrificadas y con mayor contenido lítico a la cima.

Por encima de esta ignimbrita ocurre un apilamiento de cuatro derrames de riolita fluidal (Barrera-Guerrero, 2012; Figura 9). El primero de ellos es el de mayor espesor, es de color verde claro y se caracteriza por presentar una textura fluidal que, en ocasiones y a gran escala, es de tipo contorsionado. Esta colada, que en la base presenta una autobrecha y una perlita, contiene fenocristales de fayalita, aegirina y feldespatos alcalinos dentro de una matriz micro-cristalina. Enseguida, ocurren tres derrames de composición y mineralogía similar, con niveles perlíticos basales que pueden ser distinguidos de la colada inicial por la presencia de abundantes litofisas de hasta 5 cm de diámetro en la base.

Cubriendo estos derrames, localmente ocurre un domo con facies autobrechadas de fragmentos vítreos pumíticos color negro con bandas cafés, relacionados a los bordes superficiales del cuerpo.

Sobreyaciendo los derrames de riolita, se presenta un vitrófiro de un metro de espesor, de color negro, con gran abundancia de esferulitas milimétricas color café rojizo, perlítico y con fenocristales de feldespato alcalino y piroxeno. Esta facies conforma la base de la Ignimbrita de Hermosillo – Toba de San Felipe, que en este sitio se encuentra constituida por una toba poco soldada, con enclaves máficos de hasta 70 cm, ligeramente alargados. Cubriendo a este depósito piroclástico se presentan dos derrames más de riolita fluidal con su base perlítica desvitrificada por esferulitas y con abundantes litofisas. Estas lavas engloban localmente una toba de lapilli no soldada de ~4 m de espesor, que está interdigitada entre ambos derrames, el cuál posiblemente está relacionado a la destrucción de una estructura cómica preexistente (Barrera Guerrero, 2012; Figura 9).

Otro derrame de riolita fluidal con litofisas, pero con núcleos de obsidiana (“Lágrimas de Apache” con diámetro menor a 6 cm) en su base perlítica, ocurre sobre las riolitas anteriores. Finalmente, este es cubierto por una ignimbrita lítica de composición riolítica de 15 m de espesor, que presenta varios pulsos de depósito que destruyeron parcialmente capas de obsidiana. De la base a la cima, este depósito consta de: a) toba de ceniza no soldada con aspecto arenoso, con líticos de riolita fluidal; b) toba de ceniza no soldada con fragmentos de riolita fluidal y nódulos de obsidiana; c) toba de lapilli, con abundantes lapilli de pómez (< 4 cm) y bloques de pómez (<15cm), así como fragmentos de toba lítica y riolita fluidal; d) toba de ceniza poco soldada con gran contenido de nódulos de obsidiana, bloques de hasta 50 cm de riolita fluidal y de riolita con litofisas (Barrera Guerrero, 2012; Figura 9).