



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN TEMPRANA DEL
INTRUSIVO TEPENENE, SU IMPLICACIÓN
TECTÓNICA”**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
INGENIERO GEÓLOGO**

PRESENTAN:

**ALAM ISRAEL DE LA TORRE GONZÁLEZ
CARLOS BONIFACIO SERRALDE**

DIRECTOR:

DR. GILBERTO SILVA ROMO

ENERO, 2016

México, D.F.



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.

AGRADECIMIENTOS:

*Agradezco a el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM en el proyecto **IN 114613 “¿Las sucesiones cenozoicas del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca registraron la evolución tectónica durante el truncamiento de la costa pacífica mexicana?”**, cuyo responsable es el Dr. Gilberto Silva Romo. Agradecemos a la DGAPA-UNAM las becas recibidas.*

“Agradezco a mis familiares y a mi pareja por apoyarme en mi preparación profesional y a todos los profesionistas que colaboraron en mi formación, en especial al Dr. Gilberto Silva Romo.”

- Alam Israel de la Torre González

Agradezco la beca recibida por parte del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM en el proyecto IN 114613 “¿Las sucesiones cenozoicas del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca registraron la evolución tectónica durante el truncamiento de la costa pacífica mexicana?”.

Mi sincera gratitud al Dr. Gilberto Silva Romo el apoyo brindado durante la elaboración de este trabajo, sobre todo su paciencia incommensurable; a los sinodales Dr. Enrique Alejandro González Torres, Ing. José Luis Arcos Hernández, Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales, y a mi también jefe M.C Emiliano Campos Madrigal, por su tiempo para la revisión del manuscrito; al Ing. Alfredo Victoria Morales y Adán Castro Flores por sus consejos y apoyo desinteresado.

Gracias a todos aquellos que hicieron especiales las diferentes etapas durante la carrera, espero haber hecho lo mismo por ustedes, sin su apoyo no hubiera sido posible cumplir esta meta, en especial a ti Ani.

*A mi familia, que siempre ha creído en mi,
en especial a Ivanna y Regina, deseo tener
la dicha de estar a su lado por un largo tiempo.*

- Carlos Bonifacio Serralde

Contenido

RESUMEN.....	5
1.- INTRODUCCIÓN.....	7
1.1 Objetivo.....	10
1.2 Hipótesis.....	10
1.3 Ubicación del área de estudio.....	10
1.4 Metodología de trabajo.....	11
1.5 Elaboración de la cartografía geológica.....	11
1.6 Medición y procesado de los datos estructurales.....	12
1.7 Petrografía y datación radiométrica.....	13
2.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
2.1 Contexto geológico de la actividad magmática de la región.....	17
2.2 Complejo Acatlán.....	17
Subgrupo Acateco.....	18
Subgrupo Petlalcingo.....	18
2.3 Formación Tecomazúchil.....	19
2.4 Formación Cuautla.....	20
2.5 Falla Papalutla.....	20
2.6 Sistema de fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito.....	21
3.- GEOLOGÍA DE LOS AMATES, PUEBLA.....	23
3.1 Formación Raboso.....	23
3.2 Formación Cuayuca.....	23
3.3 Formación Puerto el Gato.....	24
3.4 Pórfido Tepenene.....	24
Clasificación.....	25
Geometría del Pórfido Tepenene.....	26
Relaciones estratigráficas y edad.....	27
4.- LA DEFORMACIÓN DEL INTRUSIVO TEPENENE.....	29
4.1 Rasgos texturales y estructurales en el Pórfido Tepenene.....	32
Rasgos mesoscópicos.....	32
Rasgos texturales.....	36
4.2 Análisis gráfico de los rasgos estructurales.....	38
5.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	40
5.1 Discusión.....	40
5.2 Conclusiones.....	42
REFERENCIAS.....	43

RESUMEN

En este trabajo se realizó un análisis de la deformación que presenta el Pórfido Tepenene en la localidad Los Amates, que se encuentra al sur del estado de Puebla, dentro del municipio de Izúcar de Matamoros a 20 km de la cabecera municipal sobre la carretera federal 190 en el tramo Izúcar-Tehuiztzingo. Se propone la categoría de Litodema y el nombre de Pórfido Tepenene para el conjunto de cuerpos intrusivos que afloran en la zona y presentan una textura porfídica, en la cual se reconocen fenocristales de cuarzo, feldespatos y fragmentos de vidrio embebidos en una matriz afanítica de color gris verdoso. En la localidad Los Amates, el Pórfido Tepenene presenta un bandeamiento definido por diferenciación mineral, alternando bandas claras y oscuras, dichas bandas tienen una orientación general N15°E, 69°, NW, dato obtenido a partir de un conteo estadístico donde se utilizaron 400 datos medidos en campo. Además se reconocieron pliegues, indicadores cinemáticos, autobrechas y fracturas, permitiendo interpretar la cronología relativa entre los rasgos y el régimen reológico en el cual se generaron.

Los procesos que se tienen reportados en la literatura mediante los cuales se pueden generar los rasgos anteriormente mencionados son: 1) Mecanismo de emplazamiento como *ballooning* y *stopping* 2) emplazamiento sintectónico. En este estudio se propone como principal mecanismo al emplazamiento sintectónico.

Se realizó la datación radiométrica por el método de ablación láser y espectrometría de masas (LA-MC-ICPMS) del Pórfido Tepenene y la Formación Puerto El Gato, obteniendo una edad de cristalización en circones de 32.2 ± 1 Ma. Y 29.9 ± 0.48 Ma. respectivamente; se asocian los rasgos de deformación identificados en el Pórfido Tepenene con el desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito y se establece que dichos rasgos son probablemente sintectónicos al emplazamiento del cuerpo.

1.- INTRODUCCIÓN

El sur de México es una de las zonas con un alto grado de complejidad geológica debido a su peculiar conformación donde se reconoce un conjunto de diferentes bloques corticales, con un basamento e historia diferente. El primer trabajo que reconoce la singularidad de estos bloques y los considera terrenos tectonoestratigráficos, fue realizado por Campa y Coney (1983), en el cual definen los terrenos tectonoestratigráficos del territorio mexicano, separados por rasgos estructurales mayores, con distintos basamentos y registro estratigráfico. Posteriormente Sedlock *et al.* (1993) realizan una revisión con mayor detalle sobre los terrenos tectonoestratigráficos de México y parte de Centro América, redefiniéndolos con base en dataciones radiométrica y características litológicas de las unidades estratigráficas que afloran en cada terreno.

El período de tiempo que registran las rocas del sur de México, representa alrededor de 1,300 Ma, durante el cual han acontecido numerosos procesos geológicos, pero los ocurridos durante el Cenozoico son los que principalmente han conferido al Sur de México la configuración y morfología actual. Por lo tanto, para descifrar la evolución geológica de la región, es necesario el estudio de las rocas y los rasgos estructurales generados durante el Cenozoico, como las cuencas continentales y cuerpos intrusivos que se han reconocido en la región del sur de Puebla. Al sur de Izúcar de Matamoros Puebla, está expuesta una sucesión conglomerática cenozoica en la cual se emplaza un conjunto de cuerpos intrusivos, el más notable es el denominado Pórfido Tepenene (Rodríguez Torres, 1970) sobre el cual se encuentra edificado el poblado homónimo. Se observó que el pórfido presenta un bandeamiento definido por diferenciación mineral y rasgos de deformación.

El presente trabajo se realizó con el fin de identificar la cinemática de los rasgos de deformación en el Pórfido Tepenene, para definir la causa y el régimen en el cual se desarrollaron, además de establecer una relación con los sucesos tectónicos regionales. En la actualidad los análisis realizados sobre deformación en geología, son en general cualitativos, como el realizado en el presente trabajo, dado que los procesos geológicos son de escalas mayores e irreproducibles en laboratorio.

El área de estudio se encuentra al norte del terreno Mixteco (**Figura 2**), próxima a la Falla Papalutla, límite entre el terreno Náhuatl y Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993), y queda comprendida en el sector septentrional del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito (Silva-Romo, 2010).

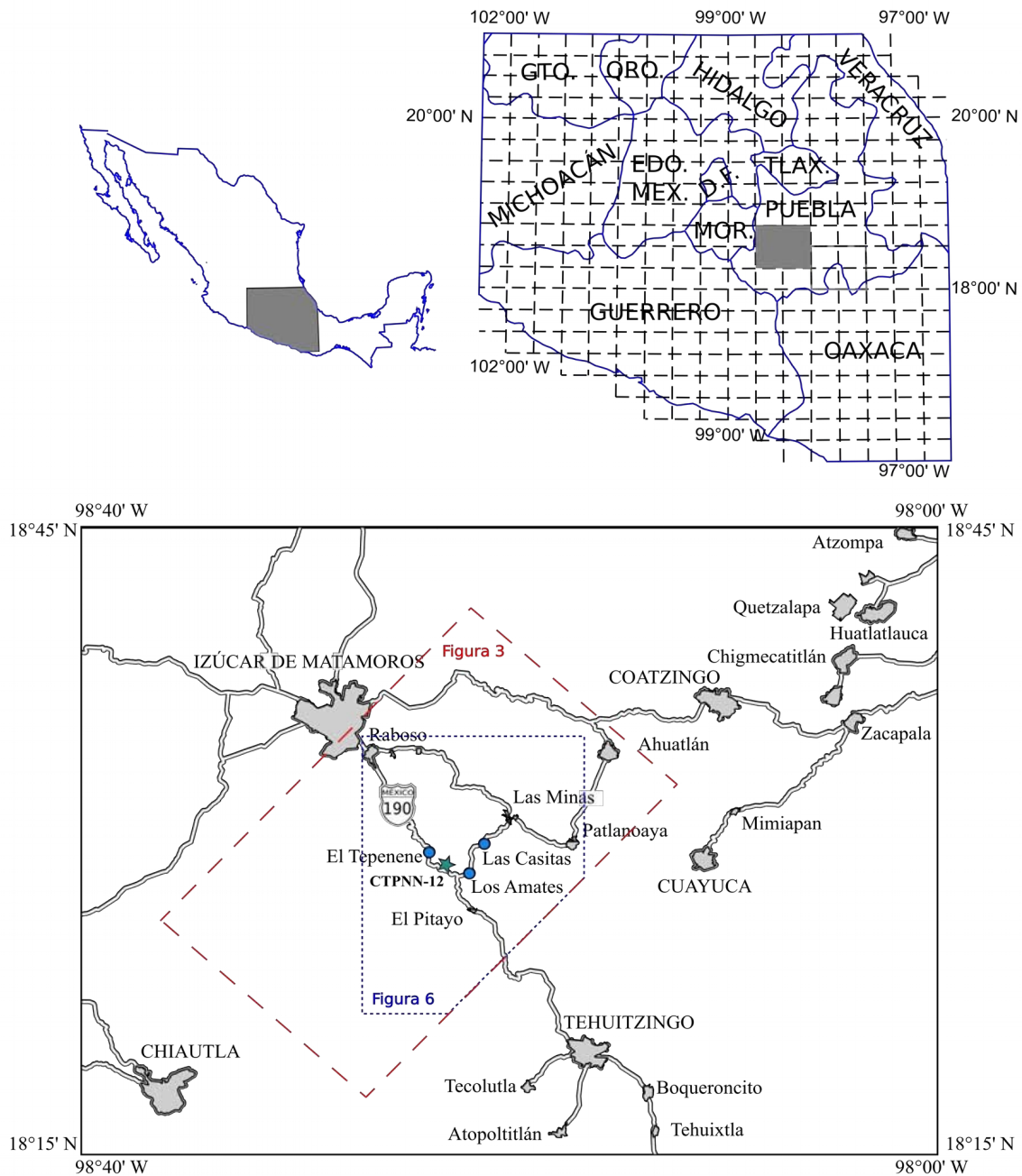


Figura 1: Ubicación del área de estudio. Se muestra la cuadrícula correspondiente a las cartas 1:50,000, donde se ubica el área de estudio, las carreteras, caminos y poblaciones principales en la zona. El rectángulo rojo corresponde con el área regional y el área de estudio Los Amates corresponde con el rectángulo azul. La localidad Los Amates corresponde con el punto de verificación CTPNN-12.

El terreno Mixteco se encuentra yuxtapuesto con el terreno Zapoteco mediante la Falla Caltepec, límite entre el terreno Mixteco y el terreno Zapoteco, al sur se localiza la Falla Chacalapa, de componente lateral izquierdo y paralela a la costa pacífica suroeste, que es interpretada como el límite entre los terrenos Mixteco y Chatino, éste último se extiende en forma de una franja de ~600 km, a lo largo de la costa pacífica mexicana, y se compone de rocas afectadas por un metamorfismo de alto grado y una suite de plutones caracterizada por un patrón sistemático de edades de cristalización más jóvenes hacia el sureste, que en conjunto han sido interpretados como las raíces de un arco magmático del Jurásico – Cretácico, que cesó su actividad magmática hasta el Oligoceno, entre 34 y 27 Ma. (Solari *et al.*, 2007).

Esta tesis fue realizada dentro del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM en el proyecto IN 114613 “¿Las sucesiones cenozoicas del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca registraron la evolución tectónica durante el truncamiento de la costa pacífica mexicana?”, cuyo responsable es el Dr. Gilberto Silva Romo. Agradecemos a la DGAPA-UNAM las becas recibidas.

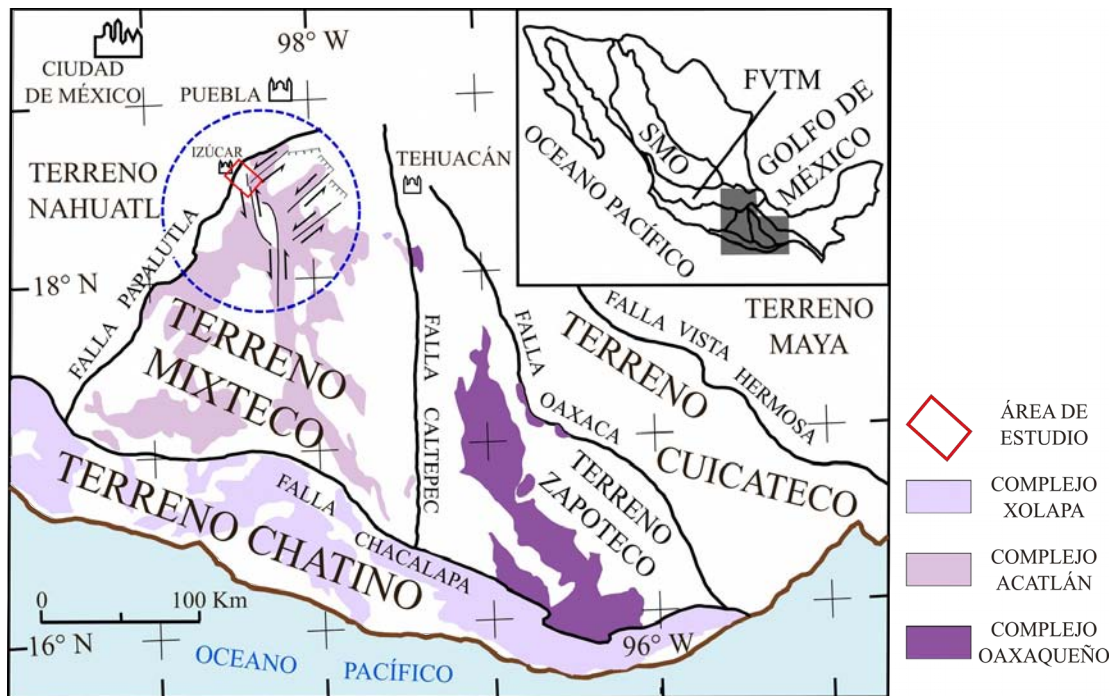


Figura 2: Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México y los complejos que integran sus basamentos. Se presentan las estructuras mayores que delimitan a los terrenos, las poblaciones más importantes, la región de estudio en un recuadro rojo y la trama estructural en la porción norte del Terreno Mixteco (Modificado de Ortega-Gutiérrez, 1999)

1.1 Objetivo.

Identificar e interpretar la cinemática de los rasgos estructurales en el Pórfido Tepenene, expuesto en el área Los Amates, en el Municipio de Izúcar de Matamoros, Puebla.

1.2 Hipótesis.

El origen de los rasgos estructurales identificados en el Pórfido Tepenene, expuestos en el área Los Amates se debe a una deformación sintectónica asociada al desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito, en un régimen dúctil-frágil.

1.3 Ubicación del área de estudio.

El área de estudio denominada como Los Amates, toma su nombre debido a la cercanía del poblado homónimo donde se realizó el estudio. Se encuentra al sur del estado de Puebla, dentro del municipio de Izúcar de Matamoros a 20 km de la cabecera municipal sobre la carretera federal 190 en el tramo Izúcar-Tehuizingo. La localidad estudiada se encuentra en el arroyo que cruza la carretera federal 190 en el kilómetro 185, y se encuentra a 2 kilómetros en línea recta del poblado Los Amates, al cual se accede por medio de un camino de terracería, que se conecta con la carretera federal 190 (**Figura 1**).

1.4 Metodología de trabajo.

Esta tesis se desarrolló en dos etapas de trabajo de gabinete y una de trabajo de campo. La primera etapa de gabinete consistió en delimitar la zona de estudio con base en la inferencia del área de afloramiento del Pórfido Tepenene, mediante la fotointerpretación y la documentación de información disponible sobre la geología del área, así como la planificación de puntos y rutas estratégicas para corroborar y/o corregir lo planteado previamente.

La etapa de trabajo de campo se llevó a cabo durante un periodo de 20 días, en los cuales se realizó el reconocimiento geológico del área, la verificación y corrección de los contactos propuestos en la fotointerpretación, el reconocimiento de un afloramiento donde el Pórfido Tepenene presenta rasgos de deformación, la medición de los rasgos mencionados y la colecta de una muestra orientada. Durante esta etapa contamos con la compañía y asesoría de nuestro director, el Dr. Gilberto Silva Romo, quien además es autor de las fotografías presentadas en este trabajo. Participamos en todas las etapas de preparación de muestras para la datación radiométrica por el método de ablación láser

y espectrometría de masas (*Laser Ablation-Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, LA-MC-ICPMS).

Por último, se realizó el análisis, la descripción y discusión de los rasgos de deformación reconocidos, se afinó la cartografía con base en las observaciones durante la estancia en campo, se realizaron estudios petrográficos y se elaboraron figuras ilustrativas, con el software InkScape®, dando como resultado una hipótesis acerca del régimen y origen de los rasgos de deformación del Pórfido Tepenene.

1.5 Elaboración de la cartografía geológica.

Para la elaboración de la cartografía geológica se usaron como base las cartas topográficas del INEGI escala 1:50,000 Izúcar (E14B62), Coatzingo (E14B63), Chiautla (E14B72) y Tehuitzingo (E14B73), y fotografías aéreas de la zona. Posteriormente con el análisis fotogeológico se generó una primera aproximación a la delimitación de las unidades geológicas que afloran en el área, con base en criterios geomorfológicos, además de la consulta de la carta geológica del estado de Puebla (Silva-Romo *et al.*, 2015).

Durante la estancia en campo, se planearon rutas estratégicas para realizar observaciones puntuales, corroborando y corrigiendo los contactos propuestos, e integrando al mapa, nuevos contactos no apreciados durante la etapa de fotointerpretación.

De regreso al gabinete, se elaboró la versión final de la cartografía geológica, utilizando los datos vectoriales del INEGI escala 1:50,000, de las cartas topográficas mencionadas anteriormente, además del modelo digital de elevaciones del INEGI versión 3.0 (CEM 3.0) con una resolución de 15 metros.

En una primera etapa se digitalizaron los contactos y rasgos lineales del mapa elaborado en campo, mediante el uso de una tableta y software de dibujo en el Taller de Cartografía de la Facultad de Ingeniería, UNAM. Posteriormente el archivo con extensión .dxf que contenía los polígonos y rasgos lineales digitalizados (contactos geológicos y fallas) se exportó a un archivo de tipo shape (.shp) por medio del software QGIS® versión 2.10 Pisa. El archivo shape fue editado dando formato a los polígonos y líneas digitalizadas, a las capas localidades y toponimia de los datos vectoriales.

1.6 Medición y procesado de los datos estructurales.

Los rasgos estructurales reconocidos en la localidad Los Amates no han sido reportados en otros afloramientos del Pórfido Tepenene. Dada esta condición se procedió a registrar, con brújula tipo Brunton y faceta estructural, un conjunto de 400 datos de rasgos planares correspondientes con las bandas, en ocasiones plegadas; se colectó una muestra orientada de la cual se obtuvo una lámina delgada para realizar estudios petrográficos y analizar el bandeamiento a nivel microscópico.

Una vez de regreso al gabinete, el procesado de los datos estructurales se realizó mediante el software OpenStereo®, graficando los planos de foliación y las concentraciones de polos de los mismos.

1.7 Petrografía y datación radiométrica.

Para fines de la caracterización petrográfica se recolectaron muestras del intrusivo que fueron analizadas en sección delgada para determinar la composición mineral y textura general del Pórfido Tepenene, además se recolectó una muestra orientada que se laminó con base en los rasgos identificados, con el fin de reconocer la mineralogía al igual que las estructuras a escala microscópica en la localidad Los Amates. Para la datación radiométrica se recolectó una muestra del Pórfido Tepenene y otra de la Formación Puerto El Gato, se trituraron al tamaño de gravas *in situ*, posteriormente fueron procesadas en el taller de preparación de rocas del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, donde en primera instancia se trituraron las muestras reduciendo el tamaño de los fragmentos, para posteriormente obtener la fracción mineral pesada mediante el separador hidráulico y vibratorio (mesa Wilfley), por último, de la concentración obtenida, fueron separados los circones manualmente utilizando un microscopio estereoscópico, y fueron enviados al laboratorio para ser fechados por el método de ablación láser y espectrometría de masas (*Laser Ablation-Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, LA-MC-ICPMS*) en el Centro de Geociencias de la UNAM.

2.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Dentro del contexto regional, el área de estudio Los Amates (**Figura 3**) se encuentra en la porción norte del Terreno Mixteco, próxima a la Falla Papalutla (De Cserna *et al.*, 1980; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), límite entre los terrenos Náhuatl y Mixteco. El Terreno Mixteco se caracteriza por su basamento (Complejo Acatlán) y una gruesa cobertura que consiste en: 1) sucesiones clásticas jurásicas, 2) sucesiones carbonatadas del Cretácico, 3) sucesiones clásticas, epiclásticas, volcánicas, volcanosedimentarias y evaporíticas, además de cuerpos intrusivos cenozoicos.

La estratigrafía presente al norte del Terreno Mixteco (**Figura 4**), está conformada por sucesiones paleozoicas que integran su basamento, y serán referidas en su conjunto como Complejo Acatlán; sin embargo, posteriormente en este mismo capítulo, se hará una breve descripción de las formaciones del basamento que han sido reportadas en el área. También afloran sucesiones mesozoicas, del Jurásico y Cretácico que corresponden con la Formación Tecamazúchil (Pérez-Ibargüengoitia *et al.*, 1965) y Cuautla (Fries, 1960) respectivamente. La Formación Tecamazúchil es una sucesión siliciclástica, depositada en un ambiente fluvial agradacional, y la Formación Cuautla está conformada por sucesiones marinas carbonatadas de plataforma continental.

Las sucesiones cenozoicas reconocidas en la región son: La Formación Raboso (Hernández-Marmolejo, en preparación), caracterizada por una sucesión clástica conglomerática, Formación Puerto El Gato (Silva-Romo, 2010), de origen volcánico y la Formación Cuayuca (Fries, 1966), conformada por secuencias siliciclásticas y evaporíticas, todas ellas depositadas en condiciones lacustres continentales; además afloran cuerpos intrusivos, de los cuales algunos de ellos conforman el litodema denominado Pórfido Tepenene, objeto de estudio en este trabajo.

Se hace una síntesis de las formaciones pre-cenozoicas presentes en la región norte de Terreno Mixteco donde se encuadra el área de estudios Los Amates, basados en el mapa geológico realizado por Hernández Marmolejo (en preparación).

La porción norte del Terreno Mixteco, presenta una trama estructural pre-Cenozoica caracterizada por fallas con orientaciones norte-sur, este-oeste, noroeste-sudeste y noreste-sudoeste (**Figura 2**), reactivada dentro de un marco tectónico transtensivo con desplazamientos laterales, durante el Eoceno tardío – Oligoceno temprano dando origen a cuencas tectónicas continentales (Silva-Romo *et al.*, 2009).

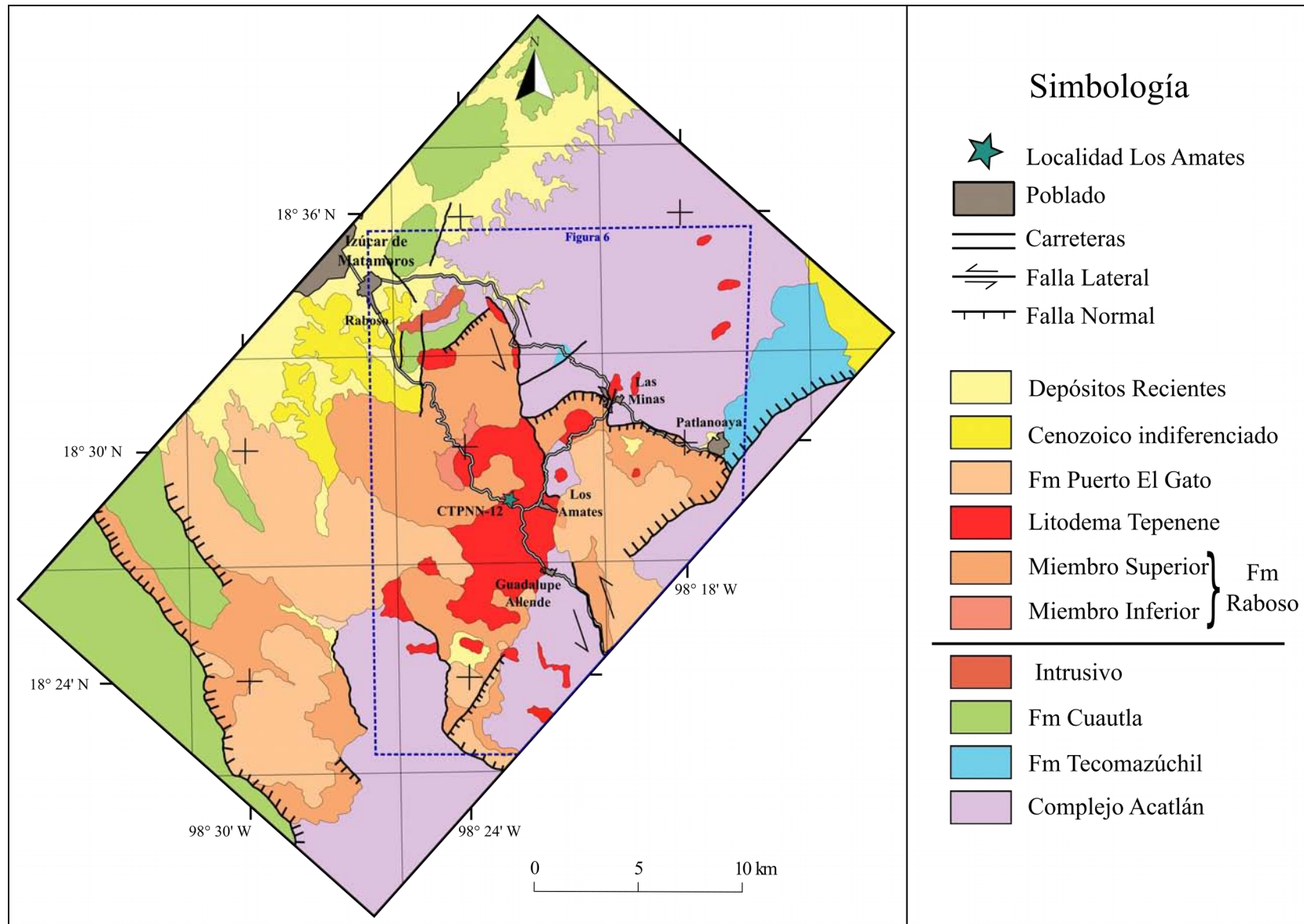


Figura 3: Mapa geológico de la zona norte del terreno Mixteco cerca del límite con la Plataforma Guerrero-Morelos. Se pueden distinguir las unidades expresadas con diferentes colores, así como las discontinuidades estructurales. La zona de estudio del presente trabajo, está delimitada por el recuadro de líneas punteadas azules. La localidad Los Amates (CTPNN 12) se encuentra en el kilómetro 185 de la carretera federal 190 que cruza de noroeste a sureste. Modificado de Hernández-Marmolejo (En preparación).

Columna estratigráfica del área Los Amates

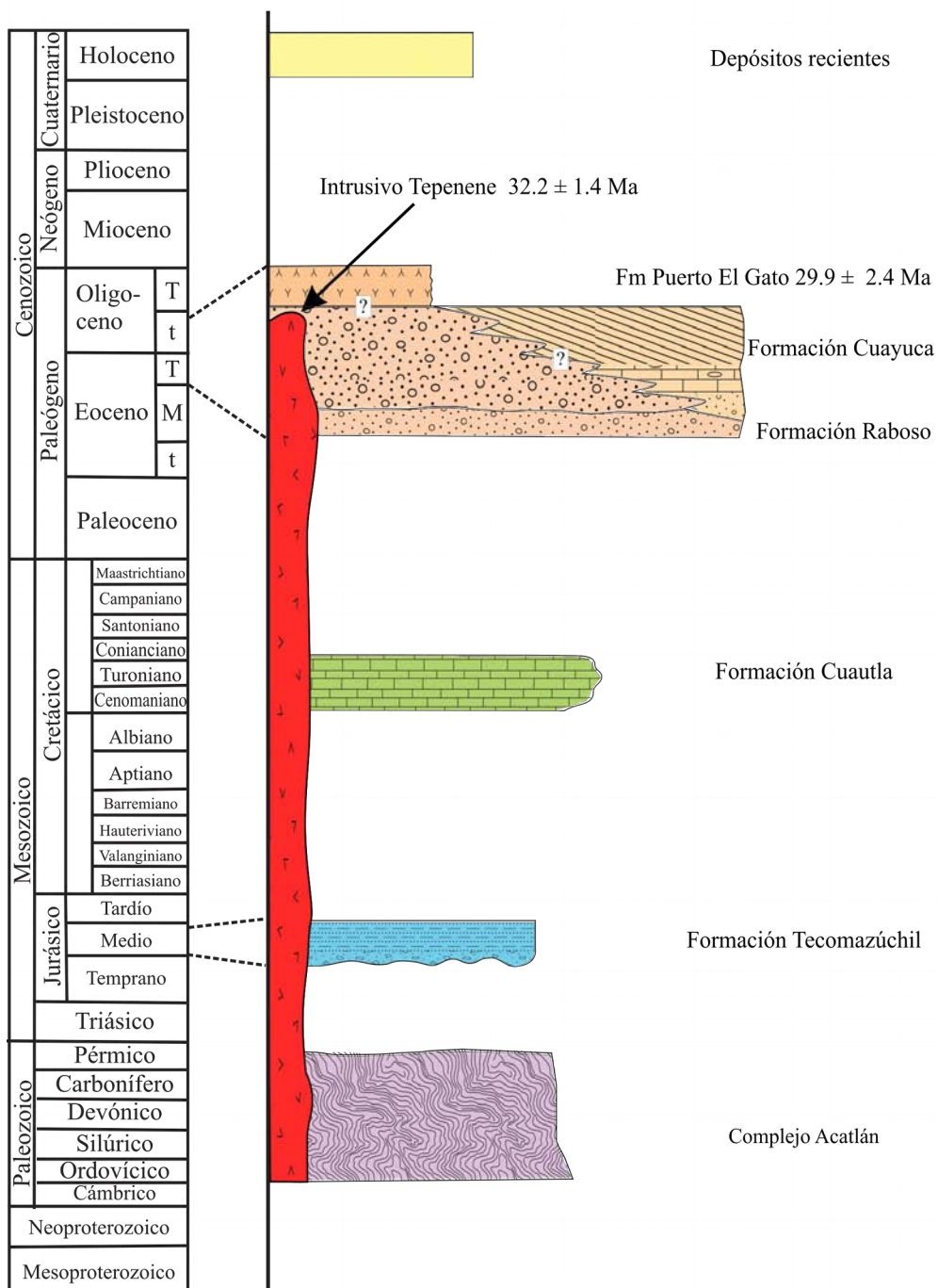


Figura 4: Columna estratigráfica expuesta al norte del Terreno Mixteco. Se propone la configuración de las sucesiones cenozoicas de acuerdo a las edades reportadas por Hernández-Marmolejo (en preparación) y la distribución espacial reconocida mediante la cartografía.

2.1 Contexto geológico de la actividad magmática de la región.

En el sur de la faja volcánica transmexicana se encuentran distribuidas rocas magmáticas cenozoicas de la Sierra Madre del Sur, estas se extienden hasta la margen continental del sur de México (Morán-Zenteno *et al.*, 1999). El magmatismo en el sur de México se ha relacionado con magmatismo de arco asociado a la zona de subducción de la costa pacífica mexicana por su relación isotópica de Nd-Sm (Morán-Zenteno *et al.*, 2005), además se ha distinguido un tren de edades desde los 65 Ma. hasta los 28 Ma. en los cuales se resalta que la actividad ígnea sobre la costa pacífica mexicana ha migrado de oeste a este.

Durante el Eoceno tardío y Oligoceno temprano la actividad volcánica se centró en las regiones de Guerrero, Morelos y el occidente de Oaxaca, esto representa uno de los mayores pulsos de actividad volcánica continental en México, los minerales ferromagnesianos de estas rocas principalmente son la hornblenda y la biotita (Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

Los cuerpos plutónicos de la margen continental tienen composición predominantemente silícica y subalcalina, con composiciones granodioríticas, tonalíticas y pocos de composición granítica (Morán-Zenteno *et al.*, 1999).

Al suroeste de la localidad Los Amates aproximadamente a 30 km se encuentra la granodiorita San Miguel entre los poblados de San Miguel y Chiautla, Cerca (2004) reporta edad de 30.9 ± 0.3 Ma. por Ar-Ar colectado de biotitas, sin embargo, González-Torres *et al.* (2013) realizaron un fechamiento por U-Pb del intrusivo en circones obteniendo una edad de 32.46 ± 0.59 Ma. Este cuerpo intrusivo se encuentra cortando el contacto entre el Complejo Acatlán y las calizas de la Formación Morelos, además presenta foliación magmática (Cerca, 2004).

2.2 Complejo Acatlán.

El Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978) es la unidad más antigua y el principal elemento que constituye al Terreno Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993; Ramos-Arias *et al.*, 2008), además presenta la mayor área de exposición de eclogitas, anfíbolitas de alta presión y esquistos azules de edad paleozoica en México (Vega-Granillo *et al.*, 2007). Está conformado por el Subgrupo Acateco, superpuesto tectónicamente sobre el Subgrupo Petlalcingo; dichos subgrupos a su vez subyacen a las formaciones Tecomate, Matzitzi y Patlanoaya (Sedlock *et al.*, 1993). La división de los subgrupos basales se realiza de acuerdo al estilo y número de eventos de metamorfismo y

deformación que han experimentado las unidades contenidas en ellos. El subgrupo Acateco se encuentra conformado por la formación Xayacatlán y la suite de Granitoides Esperanza, mientras que el subgrupo Petlalcingo está integrado por las formaciones Cosoltepec, Chazumba y la Migmatita Magdalena (Sedlock *et al.*, 1993).

Subgrupo Acateco.

Formación Xayacatlán.

Constituida por peridotitas serpentinizadas, eclogitas, anfibolitas, esquistos pelíticos y metacuarcitas (Sedlock *et al.*, 1993). Se ha determinado una edad con base en el método isotópico U-Pb de 478 ± 5 Ma. a 461 ± 9 Ma. en intrusivos graníticos y ~ 477 Ma. (Ordovícico Temprano), como edad máxima de depósito (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2007).

Suite de Granitoides Esperanza.

Se trata de la suite magmática más voluminosa en el complejo (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). Conformada por granitos, granitoides aplitíticos y pegmatíticos intercalados con rocas sedimentarias y rocas verdes, con algunos granitoides localmente deformados (Sedlock *et al.*, 1993). Talavera-Mendoza *et al.* (2005) proponen que no se trata de una sola suite, sino, de tres diferentes, todas ellas con edades diferentes obtenidas mediante método isotópico U-Pb, con un rango entre 1165 ± 30 y 440 ± 14 Ma; previamente se consideraba como una sola suite con edades entre 418 ± 18 y 442 Ma. correspondientes al Silúrico Temprano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Vega-Granillo *et al.*, 2007).

Subgrupo Petlalcingo.

Formación Cosoltepec.

Es la unidad con mayor proporción en el Complejo Acatlán, constituye cerca del 80% de su área (Vega-Granillo *et al.*, 2007); se caracteriza por anfibolita en la base, sobreyacida por cuarcita, metapedernal, metapelita y esquisto calcáreo; a su vez, ésta sucesión está cubierta por filita y cuarcita con roca verde intercalada. Talavera-Mendoza *et al.* (2005) determinan su edad con base en fechamientos con el método isotópico U-Pb, en ~ 410 Ma. correspondiente al Devónico Temprano.

Formación Chazumba.

Caracterizada por esquistos pelíticos de biotita, cuarcitas, metagrauvascas, esquistos feldespáticos y diques de gabro. Se ha determinado su edad, basada en fechamientos isotópicos de U-Pb, entre ~275 y ~304 Ma., correspondiente al Pensilvánico Tardío – Pérmico Temprano (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005).

Formación Patlanoaya.

De acuerdo con Velasco-De León y Buitrón-Sánchez (1992) es una sucesión clástica de 1,500 m de espesor, dividida en cuatro unidades. La parte basal, que se encuentra en contacto con el complejo Acatlán, está conformada por arenisca, arenisca conglomerática, limolita, filita y lutita limosa, presenta un registro fósil de braquiópodos y crinoides, que la sitúan temporalmente en el Misisípico temprano; le sigue una unidad conformada por calcarenita de color gris claro con escasas intercalaciones de lutita calcáreo-arenosa de color gris oscuro, con un registro macrofósil de braquiópodos, conodontos y crinoides; la tercera unidad está constituida por arenisca conglomerática, arenisca calcárea y conglomerado, limolita arenosa, arenisca limoso-calcárea y limolita calcárea, con un registro macrofósil de gasterópodos, pelecípodos, cefalópodos y briozoarios; la cuarta y última unidad está compuesta por conglomerado polimíctico con matriz arenosa, lutita limosa de color gris oscuro con nódulos calcáreos, arenisca y arenisca limosa de color gris oscuro, presenta un registro macrofósil de cefalópodos perteneciente al Pérmico temprano.

2.3 Formación Tecomazúchil.

En el área se asignó a la Formación Tecomazúchil un afloramiento pequeño al noreste de la zona de estudio, donde se observa sobreyaciendo al Complejo Acatlán. La Formación Tecomazúchil ha sido descrita en el área de Huajuapán, como una secuencia que consiste hacia la base en conglomerados monomícticos de rocas metamórficas, intercalado con sublitarenitas, subarcosas y limolitas hacia la cima. Presenta nódulos de óxidos de hierro y contramoldes de huellas de dinosaurios (Campos-Madrigal *et al.*, 2103). La fuente de procedencia de los clásticos de la formación, tienen su origen en el Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978).

En su localidad tipo presenta un espesor de 457 metros, y se encuentra sobreyaciendo mediante un contacto discordante a la Formación Ayuquila y subyaciendo por medio de un contacto concordante

y transicional a las calizas de la Formación Chimeco. De acuerdo con análisis en circones detríticos con el método isotópico U-Pb se ha estimado una edad máxima de depósito para el Jurásico medio de 174 ± 2 Ma (Campos-Madriral *et al.*, 2103).

2.4 Formación Cuautla.

Al oeste del área Los Amates, se encuentra expuesta una sucesión de calizas, que hemos relacionado con la Formación Cuautla, con base en la distribución espacial reportada, que abarca desde la localidad tipo al poniente de la ciudad homónima, hasta zonas del sur de Hidalgo (Fries, 1960). Sobreyace al complejo Acatlán, está en contacto mediante discontinuidades estructurales de carácter normal con las Formaciones Raboso y Puerto El Gato, y subyace discordantemente a la Formación Cuayuca. Fue formalmente descrita por Fries (1960) como una sucesión de calizas con un espesor de 750 m del Cenomaniano Tardío, que consiste en tres facies principales: (1) una sucesión gruesa de capas de calizas de estratificación mediana a gruesa en facies de banco calcáreo, similar a la Formación Morelos, pero con diferente biota; (2) otra sucesión más delgada de capas de calizas laminadas de estratificación delgada a mediana y por último, (3) una sucesión muy delgada de capas de caliza intraclásticas y bioclásticas con estratificación delgada a mediana. Hernández-Romano (1999) reconoce dos facies que define como miembros informales, Huitziltepec (basal) y Zotoltilán (superior). El miembro Huitziltepec consiste de packstone-grainstones de bioclastos e intraclastos, con intercalaciones de floatstone-rudstones de rudistas. Se reconocen foraminíferos bentónicos, algas dasycladaceas, algas coralinas, ostrácodos, equinodermos y crinoides, escasos calciesferúlidos y fragmentos de foraminíferos planctónicos. Este miembro corresponde con la facies 3 descrita por Fries (1960). En tanto que el miembro Zotoltilán está dominado por calizas arcillosas nodulares intercaladas con lutitas calcáreas, y lutitas con abundantes fósiles de mar abierto. La edad asignada a la formación es para el Cenomaniano Tardío con base en la biota encontrada en las calcarenitas del miembro Huitziltepec (Hernández-Romano, 1999).

2.5 Falla Papalutla.

Se considera esta estructura como el límite entre el Terreno Náhuatl y Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993) (**Figura 2**).

De acuerdo con De Cserna *et al.* (1980), Ponce-Castellanos (1980) y Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1992) la Falla Papalutla está caracterizada por ser una cabalgadura de edad cenozoica donde el bloque de techo se desplaza hacia el noroeste. Mientras que Silva-Romo (2010), reporta que en las cercanías

de Izúcar de Matamoros, Puebla los rasgos estructurales de contacto con sucesiones clásticas del Cenozoico, indican un desplazamiento lateral siniestro. Este sistema de fallas tiene una orientación noreste-sudoeste y se ha interpretado que se extiende desde Acapulco, Guerrero hasta Jalapa, Veracruz (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

2.6 Sistema de fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito.

De acuerdo a Silva-Romo (2010) el sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito está constituido por un arreglo de fallas laterales izquierdas con una orientación general Norte-Sur, reconocido desde las cercanías de Izúcar de Matamoros continuando alrededor de 70 km hacia el sur. Se caracteriza por una flexión relajante que evolucionó como una cuenca romboidal en la parte central, conocida como Cuenca Tehuizingo (**Figura 5**). Se reconocen dos ramas en el sistema de fallas. La rama poniente se subdivide en seis segmentos, de los cuales, el sector norte comprendido entre Tecolutla e Izúcar de Matamoros (área de estudio), contiene cuatro; dichos segmentos se encuentran escalonados de norte a sur y de oeste a este, con un rumbo general N 04° W y una longitud de 45 km; al sur, el quinto segmento tiene una orientación N 44° W y una longitud de 11 km, en el sexto segmento la orientación es hacia el norte y tiene una longitud de 21 km. En este sector del sistema, se yuxtapone el Complejo Acatlán con la Formación Raboso, Coatzingo y Puerto el Gato (**Figura 3**). En la rama oriental se reconocen tres segmentos: el noreste con una orientación N 54° W, 13 km de longitud y correspondiente a la flexión izquierda; el medio con una dirección N 04° W y 18 km de longitud, y el segmento sur con una orientación N 18° E y 10 km de longitud. La rama oriental disloca la suite de Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, y las sucesiones volcánicas de la Formación Puerto El Gato. Silva-Romo (2010) infiere la edad de activación del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito anterior 43 ± 1 Ma., edad reportada por Murillo-Muñeton y Torres Vargas (1987), interpretación formulada por la presencia de brechas en el Pórfido Tepenene. Infiriendo su último registro de actividad antes de la acumulación de la Formación Puerto El Gato de 36.1 ± 1.4 Ma., posterior al Eoceno tardío, evidenciado por la deformación en las rocas de la Formación Puerto El Gato.

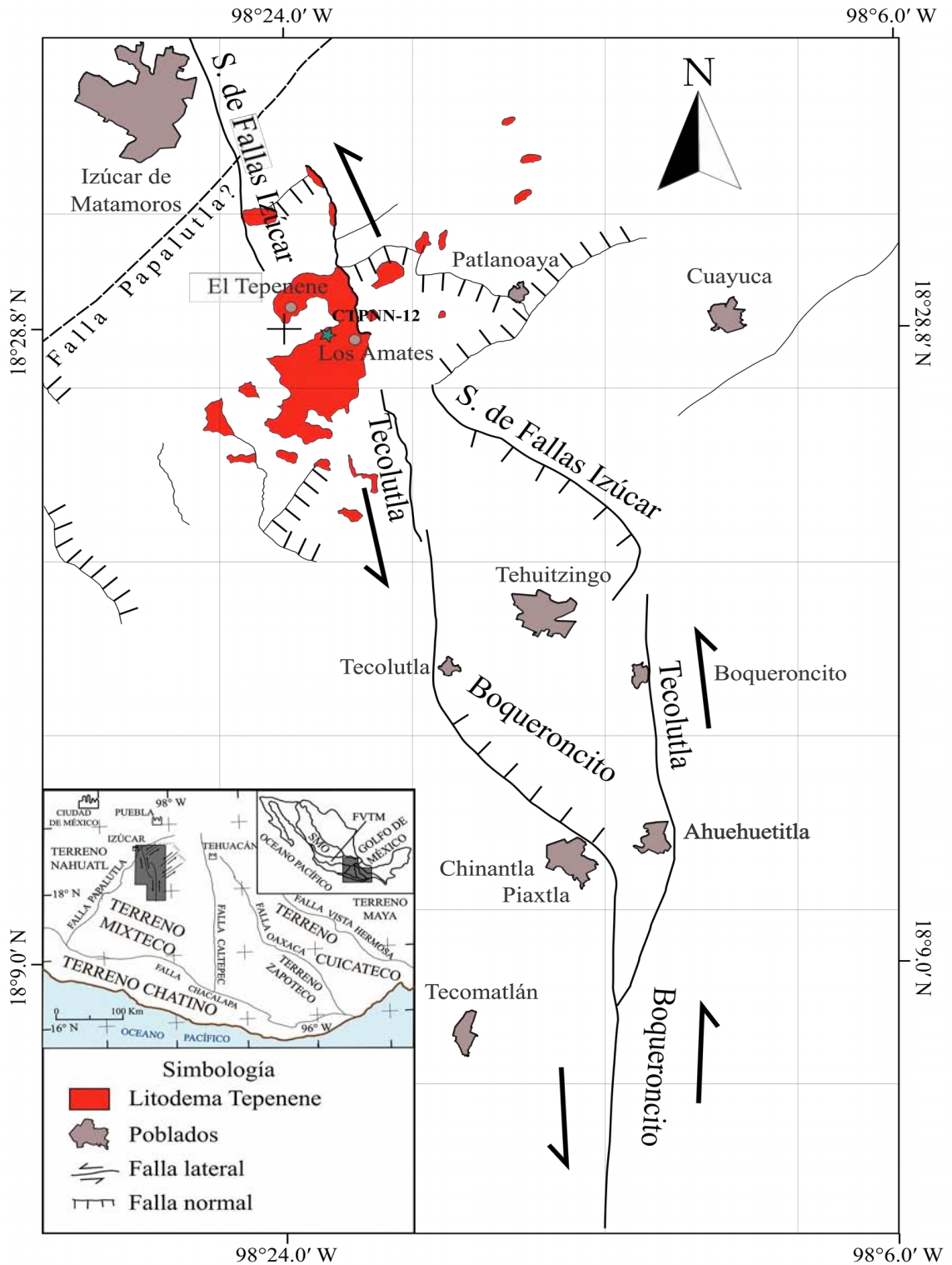


Figura 5: Mapa de la zona norte del Terreno Mixteco. Se muestra el Litodema Tepenene y los rasgos estructurales presentes en el área, entre los cuales sobresalen el Sistema de Falla Izúcar-Tecoluitla-Boqueroncito, la Cuenca de Tehuitzingo y la Falla Papalutla.

3.- GEOLOGÍA DE LOS AMATES, PUEBLA.

En el área Los Amates se encuentran sucesiones de rocas cenozoicas clásticas, epiclásticas, volcánicas y volcanosedimentarias, depositadas en cuencas continentales, generadas durante el Eoceno – Oligoceno en un marco estructural transtensivo (**Figura 3**), así como un conjunto de cuerpos intrusivos.

3.1 Formación Raboso.

Se trata de una sucesión clástica, compuesta por conglomerados con una matriz arenosa de color rojo. De acuerdo con Hernández Marmolejo (en preparación) se diferencian dos miembros de acuerdo a la composición y tamaño de clastos que contienen. El miembro basal está expuesto en un área pequeña en contacto con el Tepenene y está constituido por clastos de 1 a 6 cm de cuarzo, en su mayoría, y una matriz arenosa de color rojo. El miembro superior, de mayor espesor y con un área de afloramiento mucho mayor, es un conglomerado cuyos clastos, en su mayor porcentaje, son de caliza tipo mudstone y packstone, con tamaños que varían entre 2 y 50 cm; también presenta, en menor proporción, clastos de cuarzo, pedernal, arenisca y algunos de composición ígnea con una matriz arenosa de color rojo. En ambos miembros se pueden observar lentes arenosos de color rojo, de composición similar a la matriz. En la parte media del segundo miembro se encuentra una unidad con un espesor delgado – medio de composición arenosa y color rojo. Su edad se ha establecido para el Eoceno tardío, de acuerdo a la relación de corte con el Porfido Tepenene (Hernández-Marmolejo, en preparación).

3.2 Formación Cuayuca.

Los afloramientos más cercanos al área de estudio se encuentran en las inmediaciones de la ciudad Izúcar de Matamoros, al norte del área de estudio. Fries (1966) caracteriza la formación como una sucesión continental y la divide en tres miembros caracterizados por silicilásticos, carbonatos y evaporitas. El miembro Mcc incluye facies siliciclásticas de conglomerados y limolitas, el miembro Mc se caracteriza por calizas continentales, pedernal y margas, y el miembro Mcy consiste principalmente de yeso, con un grado de pureza variable. La Formación Cuayuca presenta un espesor de 500 metros y sobreyace a los grupos Tepexco e Ixtlilco y a rocas volcánicas consideradas del Mioceno, de acuerdo con Ramírez-Arriaga *et al.*, (2007) la ausencia de rocas volcánicas no permite una datación por medios radiométricos de la sucesión, pero estudios palinológicos sugieren

que su depósito fue durante el Eoceno tardío – Oligoceno, en una cuenca lacustre somera, bajo condiciones climáticas semiáridas (Ramírez-Arriaga *et al.*, 2006; 2007).

3.3 Formación Puerto el Gato.

Silva-Romo (2010) denomina como Formación Puerto El Gato a la unidad descrita por España-Pinto (2001) como diferente de la Formación Amatlán (Calderón, 1956). Se encuentra expuesta al este del área de estudio y se infiere que también se encuentra expuesta al suroeste con base en la interpretación de los rasgos morfológicos, aunque es probable que tales sucesiones expuestas se traten de otra sucesión diferente a la Formación Puerto El Gato.

Se trata de una sucesión compuesta de ignimbritas de grano fino y brechas ignimbriticas con meteorización esferoidal, brechas piroclásticas soldadas y depósitos de piroclásticos brechoides, con líticos de pómez. En la cima se observa un paquete de estratos laháricos bien consolidados. La sucesión presenta un espesor en su localidad tipo de 749 metros (España-Pinto, 2001; Silva-Romo, 2010).

España-Pinto (2001) no observó relaciones estratigráficas con otras sucesiones del área, pero la considera contemporánea a la Formación Tehuiztingo, debido a que existe una transición gradual lateral entre ambas unidades. Hernández Marmolejo (en preparación) reporta una edad de 29.9 Ma con base en estudios isotópicos de U-Pb en circones magmáticos.

3.4 Pórfido Tepenene.

Rodríguez Torres (1970) denomina Granodiorita Tepenene, a un cuerpo intrusivo hipabisal, en el cual se distingue meteorización esferoidal y diaclasas en varias apófisis del cuerpo, observadas a lo largo de la carretera 190, desde el kilómetro 180 hasta el kilómetro 189. Posteriormente Sabanero-Sosa *et al.* (1996) proponen el nombre de Pórfido Tepenene, y lo describen como un tronco de textura porfídica de composición andesítica-dacítica de color gris verdoso, con fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una mesostásis afanítica. Reportan un área extensa de afloramiento en la zona nororiental de la carta Chiautla con una geometría irregular en forma de “Y”, con los “brazos” apuntando al norte. Además reconocen procesos de asimilación magmática con rocas ricas en sílice, en el contacto con la roca encajonante.

En este trabajo consideramos como Litodema al conjunto de cuerpos intrusivos que afloran en el área Los Amates y lo denominamos Pórfido Tepenene.

Clasificación.

En general el Pórfido Tepenene presenta textura porfídica, en la cual se reconocen fenocristales de cuarzo, feldespatos y fragmentos de vidrio embebidos en una matriz afanítica de color gris verdoso. El análisis petrográfico determinó que consiste de una mineralogía compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo, anfíboles, óxidos y fragmentos de vidrio, embebidos en una matriz microcristalina de feldespato y cuarzo; frecuentemente se observa afectado por un alto grado de meteorización, lo que se traduce en la alteración de las especies minerales.

Los feldespatos fueron diferenciados por medio de las maclas que presentan los cristales, los potásicos presentan macla de Carlsbad mientras que las plagioclasas presentan macla de la albita y zoneamiento. Ambas especies se presentan como fenocristales subhedrales – euhedrales, observados a simple vista, generando una textura porfídica en el cuerpo. Se observa un alto grado de alteración, en ocasiones afectando totalmente a los cristales. Los anfíboles están representados por hornblenda, reconocida por sus colores de birrefringencia altos y algunos cortes de secciones basales en cristales con una geometría subhedral a euhedral, además en ocasiones presentan bordes de reacción. También encontramos fenocristales de cuarzo monocristalino sin alteración, con golfos desarrollados en los bordes de los cristales y geometría euhedral – subhedral, características correspondientes al cuarzo de origen magmático; y minerales opacos correspondientes a óxidos metálicos (**Figura 6**).

Se puede observar la matriz afanítica compuesta por microcristales de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo, que varía de tamaño de grano según el arreglo en bandas que se observa y describe en el capítulo 4. Los porcentajes apreciados para cada tipo de cristal son: feldespatos entre 60 – 70%, cuarzo 15 – 20%, anfíboles 5 - 7%, vidrio 5 – 7% y óxidos 2 – 5%, por lo tanto se clasifica como granodiorita.

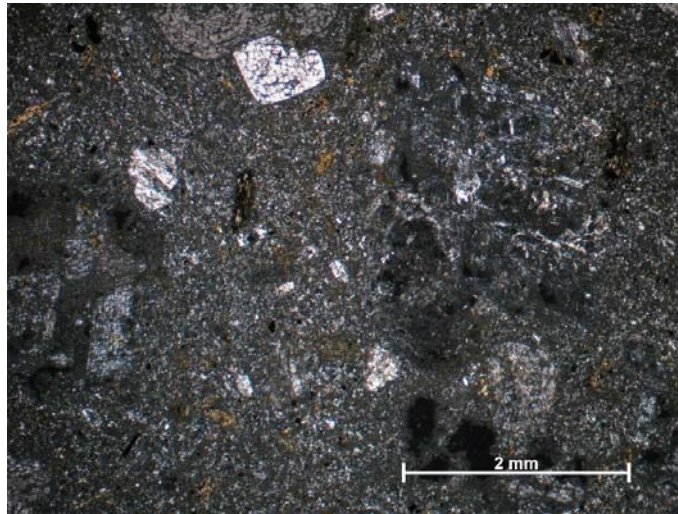


Figura 6: Microfotografía de una sección delgada del Tepenene, tomada con objetivo de 2.5X y nicoles cruzados. Se aprecian los fenocristales de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo, cristales de menor tamaño de anfíboles y óxidos, y fragmentos de vidrio. También se aprecia la matriz afanítica de microcristales de feldespatos y cuarzo.

Geometría del Pórfido Tepenene.

La **Figura 7** muestra el conjunto de plutones que afloran en el área Los Amates, al cual hemos dado el carácter de Litodema. Los cuerpos individuales tienden a ser elongados en general, con formas elípticas, de los cuales sus ejes mayores presentan una orientación general NE-SW. Este conjunto de plutones está conformado por un cuerpo principal, que presenta un superficie en forma de signo de interrogación “?”, y dadas sus dimensiones de área expuesta y morfología se clasifica como un tronco. Los otros cuerpos que conforman el arreglo son de un tamaño mucho menor en comparación con el principal, y considerados de igual manera como pequeños troncos. La mayor parte de los cuerpo se encuentra dentro del arreglo con dirección preferencial NE-SW, que cruza el Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito de manera oblicua; los cuerpos orientados N-S son aquellos que están emplazados sobre e incluso en la traza del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito. El cuerpo menor que se encuentra dentro de un círculo azul en la **Figura 7**, presenta una geometría en forma de escalón, similar al patrón que presenta el segmento sur del Sistema de Fallas Tecolutla-Izúcar-Boqueroncito en el área Los Amates.

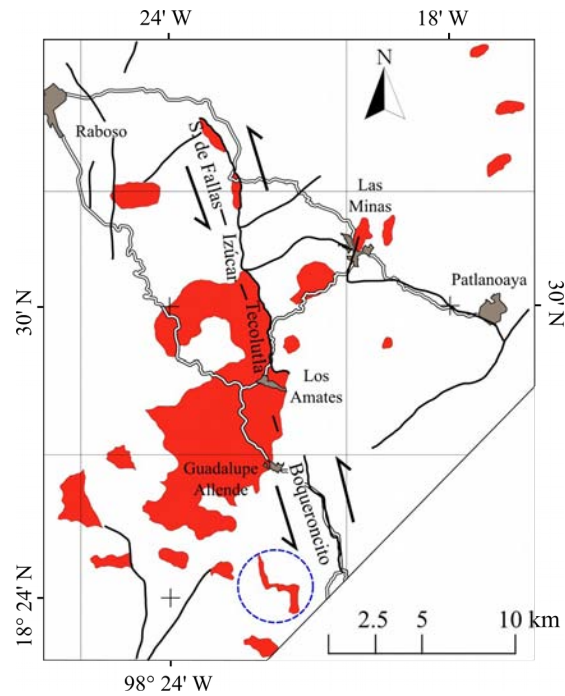


Figura 7: Mapa de la disposición geométrica del Pórfido Tepenene, los rasgos estructurales del área y las principales poblaciones. Sistema de Fallas Izúcar-Tecoluitla-Boqueroncito.

Relaciones estratigráficas y edad.

En el área de estudio el Pórfido Tepenene se encuentra en contacto con el Complejo Acatlán y La Formación Raboso. El cuerpo principal del Pórfido Tepenene se encuentra en contacto casi en su totalidad con la Formación Raboso y sólo algunas apófisis se encuentran en contacto con el Complejo Acatlán (**Figura 3**). En algunas zonas de contacto entre la Formación Raboso y El Pórfido Tepenene, se reconocieron niveles esferulíticos (**Figura 8**), estructuras producto del enfriamiento súbito del magma al entrar en contacto con los sedimentos de la Formación Raboso probablemente saturados con agua; además de clastos de caliza y cuarzo procedentes de la Formación Raboso inmersos dentro de la matriz del Pórfido Tepenene (**Figura 9**).



Figura 8: Esferulitas de vidrio en la zona de contacto. Generadas por la caída de la temperatura del magma al entrar en contacto con los sedimentos de la Formación Raboso, probablemente saturadas con agua. a) estructuras esféricas devitrificadas y resaltadas por la erosión diferencial entre las esferulitas y los materiales que las envolvían. b) estructuras esféricas devitrificadas aun embebidas en la matriz ígnea, con un alto grado de meteorización.



Figura 9: Clastos de caliza y cuarzo, procedentes de la Formación Raboso, inmersos dentro de la mesostásis del Pórfido Tepenene en el área del contacto. Evidencia el emplazamiento del Tepenene durante una etapa temprana de la litificación de la Formación Raboso, en la cual los componentes del conglomerado se encontraban inmersos en una matriz probablemente saturada de agua.

Murillo-Muñeton y Torres-Vargas (1987) reportan una edad de 43 ± 1.0 Ma obtenida con K-Ar en biotita, para el Pórfido Tepenene situándolo temporalmente en el Eoceno. Hernández-Marmolejo (en preparación) reporta un edad de 32.2 Ma para el Tepenene, obtenida en circones por el método de ablación láser y espectrometría de masas, edad correspondiente al Oligoceno Temprano.

4.- LA DEFORMACIÓN DEL INTRUSIVO TEPENENE

El comportamiento mecánico de los materiales se define por la relación de esfuerzo-deformación. Esta relación se puede visualizar en un diagrama bidimensional donde el eje de las abscisas típicamente corresponde con el valor de la deformación y el eje de las ordenadas corresponde con los esfuerzos a los cuales se somete un cuerpo (Davis *et al.*, 2011). Las gráficas que representan la deformación de un cuerpo al ejercer un esfuerzo se realizan en laboratorio con instrumentación controlada, por lo que los conceptos de dúctil, frágil, elástico y visco-elástico surgen del comportamiento más general de un material que tendrá una representación gráfica en un diagrama de esfuerzo deformación.

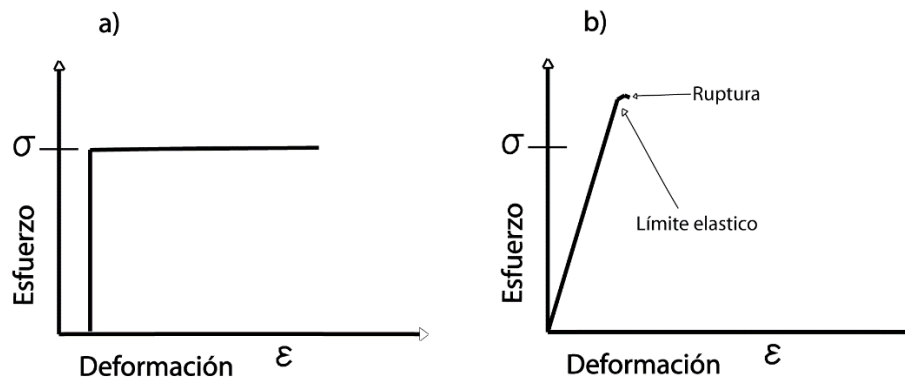


Figura 10: Gráficas esquemáticas del comportamiento de los materiales rocosos al someterlos a un sistema de esfuerzos. a) Comportamiento dúctil. b) Comportamiento frágil. Modificada de Davis *et al.* (2011).

Los materiales rocosos que se encuentran en un régimen frágil se caracterizan por que se fracturan poco después de pasar el umbral de la deformación permanente (**Figura 10b**), esto se debe a las propiedades físicas de los componentes de las rocas, en otras palabras a la incapacidad de absorber la energía en deformación permanente sin acudir a la fractura. El comportamiento dúctil de los materiales está definido por la capacidad de deformarse permanentemente, sin ocurrir la fractura (**Figura 10a**). En las condiciones dúctiles los materiales tienen una menor resistencia a los esfuerzos tangenciales (cortantes), Por lo que gran parte de la deformación se acumulará en zonas de cizalla y no dará como resultado cambios en la geometría sin modificar el volumen. El

comportamiento del cuerpo se puede visualizar como el de un líquido de alta viscosidad, característica que se le puede atribuir a los magmas dependiendo de su composición y las condiciones termodinámicas en las que se encuentra.

La cristalización de un magma granítico generalmente da lugar a rocas en la cuales la orientación de los cristales es aleatoria. El mecanismo que en ocasiones da lugar a laminaciones ígneas en plutones gabroicos parece no operar en magmas mas viscosos, de los cuales cristalizan los granitos, y debido a esto no se desarrolla una fábrica magmática. Cuando un granito exhibe una orientación mineral preferencial (foliación o lineación), la fábrica puede representar flujo diferencial (cizallamiento) dentro de una masa móvil de cristales en el punto final de solidificación, o puede ser producto de deformación post-cristalización. Ésta última puede surgir de dos maneras:

1) Si el magma continua fluyendo hacia niveles superiores ya cristalizados del plutón, desde reservorios más profundos, la cámara debe inflarse a fin de proveer espacio para el magma entrante. Dicho proceso denominado *ballooning* (**Figura 11d**), puede ocasionar que la capa exterior de granito ya cristalizada sea aplastada. El resultado será una foliación mineral concéntrica subparalela a los margenes de la cámara (Gill, 2010).

2) Un plutón granítico emplazado tempranamente en un orógeno, puede experimentar deformación durante el tectonismo regional posterior. En este caso la foliación en el granito puede ser en general concordante con la deformación ocasionada por el tectonismo. La deformación interna (o la falta de ella) permite establecer la edad relativa de diferentes plutones en un cinturón orogénico para ser categorizados como sintectónicos o postectónicos (Gill, 2010).

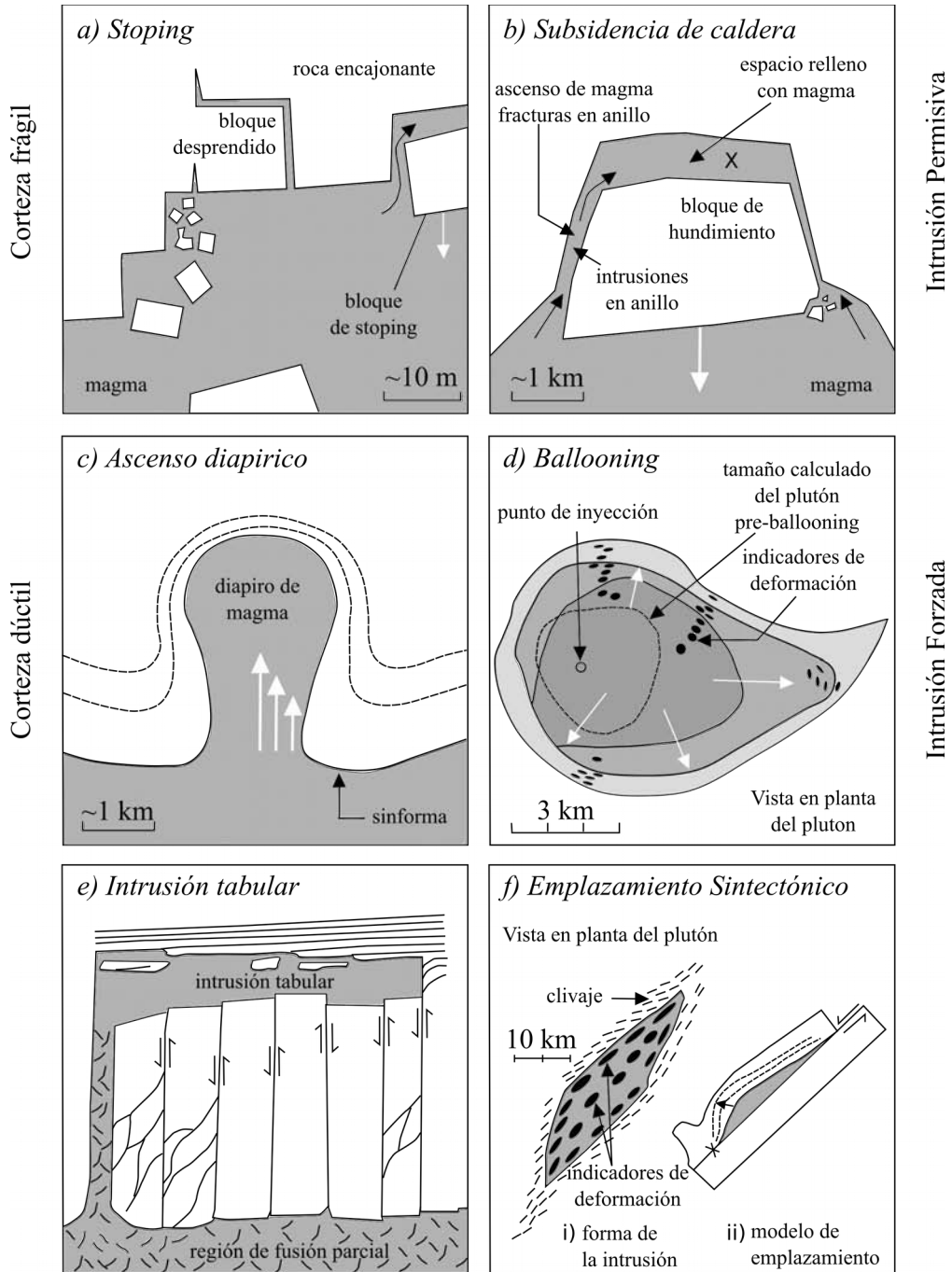


Figura 11: Modelos y criterios para el ascenso y mecanismos de emplazamiento de magmas graníticos. Las escalas mostradas son ilustrativas. a) Stopping. b) Subsistencia de caldera. c) Ascenso diapírico. d) Ballooning. e) Emplazamiento tabular. f) Emplazamiento sintectónico. (Modificado de Gill, 2010)

4.1 Rasgos texturales y estructurales en el Pórfido Tepenene.

La localidad Los Amates presenta rasgos estructurales y texturales no observados en otros afloramientos del Pórfido Tepenene, los cuales se describen en este capítulo. Se ha identificado la cinemática de los rasgos dentro de un régimen de deformación frágil-dúctil. Se diferencian los rasgos estructurales de los texturales por la escala de observación a la que se aprecian.

Rasgos mesoscópicos.

Dentro de las estructuras mesoscópicas que identificamos, el rasgo más distintivo y evidente, es la diferenciación mineral en forma de bandas claras formadas por cuarzo, feldespatos, y bandas oscuras formadas por feldespatos y anfíboles, que definen bandas con una orientación preferencial Norte-Sur, también se reconocen enclaves con el mismo contraste cromático y mineralógico (**Figura 12**).

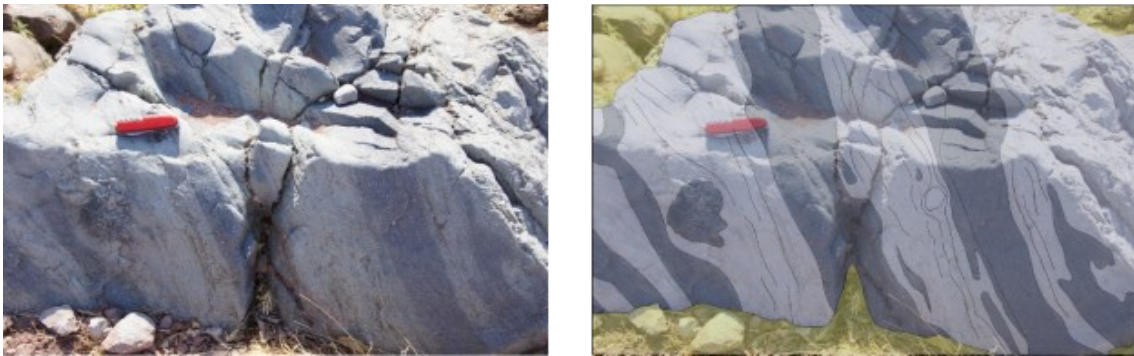


Figura 12: Diferenciación mineral en forma de bandas con espesores variables de 2 a 10 cm y orientación preferencial norte sur; además se observan enclaves leucocráticos y melanocráticos en el Pórfido Tepenene en la localidad de Los Amates; probablemente los rasgos fueron generados por deformación en un régimen dúctil durante el emplazamiento, por un proceso de mingling o una combinación de ambos procesos.

A este bandeamiento se sobreponen pliegues semisimétricos con plano axial orientado Norte-Sur y charnelas subhorizontales. Los pliegues están definidos por el curvamiento de las mismas bandas diferenciadas, sin presentar indicios de recrystalización de los minerales que las integran. Los pliegues son clasificados como abiertos con base en el ángulo promedio entre sus flancos (**Figura 13**).



Figura 13: Pliegue definido por el curvamiento de las bandas en el Pórfido Tepenene en la localidad Los Amates. Plano axial subvertical con orientación norte sur concordante con la orientación de la foliación general de la zona. Evidencia del comportamiento dúctil del Pórfido Tepenene durante la deformación en la localidad de Los Amates.

Otro rasgo reconocido son estructuras tipo boudinage, distinguidas por la discontinuidad de las bandas oscuras, la continuidad del bandeamiento que presenta la matriz y la ausencia de fracturas en la dislocación. Estas estructuras están definidas por el comportamiento reológico diferencial entre los cristales que integran cada banda, además se observan sigmoides que indican un desplazamiento lateral izquierdo (**Figura 14 y Figura 15**).

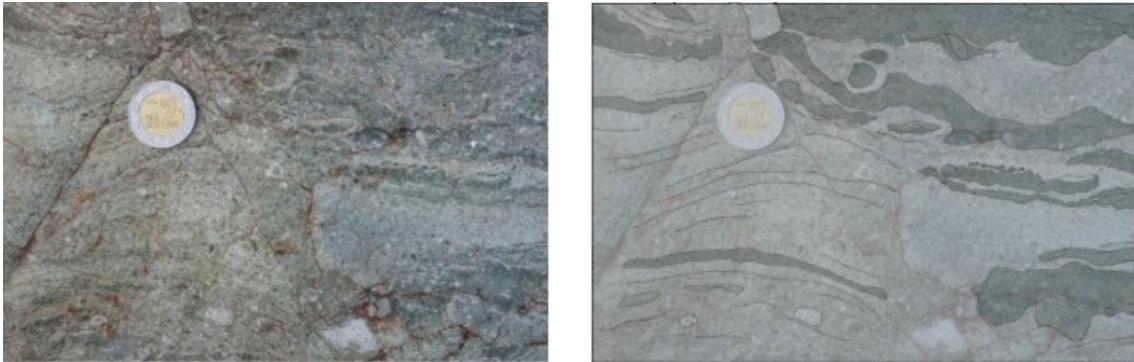


Figura 14: Rasgos estructurales en el Pórfido Tepenene, se reconocen al menos tres tipos diferentes: 1) sigmoide formado por esfuerzos de cizalla izquierda (Sector superior derecho) 2) estructuras tipo boudinage desarrolladas durante la deformación por el contraste reológico entre los componentes de las bandas diferenciales (Sector superior) 3) foliación curva debido al comportamiento dúctil frágil durante la deformación (Sector izquierdo).



Figura 15: Estructura tipo boudinage correspondiente con un desplazamiento lateral izquierdo, se reconocen las estructuras a un nivel milimétrico y centimétrico. Se observa el contraste reológico entre materiales, debido al distinto grado de cristalización.

La **Figura 16** corresponde con la muestra orientada donde se reconocen fenocristales rodeados por una matriz con textura traquítica. Los cristales presentan una orientación preferencial, indicando una deformación por medio de una cizalla con desplazamiento lateral izquierdo.



Figura 16: Muestra orientada colectada en la localidad Los Amates. Se observan fenocristales de cuarzo y feldespatos embebidos en una matriz fluidal; los cristales son indicadores concordantes con un desplazamiento lateral izquierdo.

Por otro lado, en la localidad Los Amates también se reconoció una familia dominante de fracturas sub-paralela a las bandas, afectando intensamente todo el afloramiento expuesto (**Figura 17**).



Figura 17: Fracturas del Pórfido Tepenene en la localidad de los Amates, concordantes o subparalelas con la orientación preferencial del bandeamiento.

Otro rasgo observado son autobrechas reconocidas en algunas zonas de la localidad Los Amates encontradas alrededor de la zona de bandeamiento, generadas por un proceso de cataclasis. Los fragmentos que conforman las brechas se encuentran embebidos en una matriz ígnea con textura traquítica (**Figura 18**).



Figura 18: Estructura brechoide en la zona Los Amates. El tamaño de los fragmentos es de escala centimétrica y están embebidos en una matriz ígnea. Esta textura es generada a través de un proceso de cataclasis, en un régimen de deformación frágil.



Figura 19: Fracturas en echelón, indicando un desplazamiento de sentido izquierdo. Generadas en un régimen de deformación frágil.

Se identificaron grietas en “echelón” (en escalera) subparalelas al bandeamiento, correspondientes con un desplazamiento lateral izquierdo (**Figura 19**), indicador que además se ha interpretado como resultado de un comportamiento frágil durante la deformación.

Rasgos texturales.

Los rasgos texturales observados en la sección delgada bajo el microscopio, muestran un bandeamiento alternando una banda de color oscuro con otra de tonalidad más clara (**Figura 20**). Las bandas oscuras contienen una mayor cantidad de fenocristales, con mayor tamaño que las bandas blancas. La diferencia de coloración entre ambas bandas es producto del contraste composicional y textural de la matriz. En las bandas oscuras la matriz está compuesta principalmente por microcristales de plagioclasas con una textura fluidal, que rodea los fenocristales. Las bandas claras presentan un mayor tamaño de grano en la matriz y una ligera variación en la composición mineralógica, la matriz tiene mayor contenido de cuarzo y una textura fluidal incipiente. En ambos casos se observa la orientación de los cristales en dirección paralela a la orientación de las bandas (**Figura 21**).

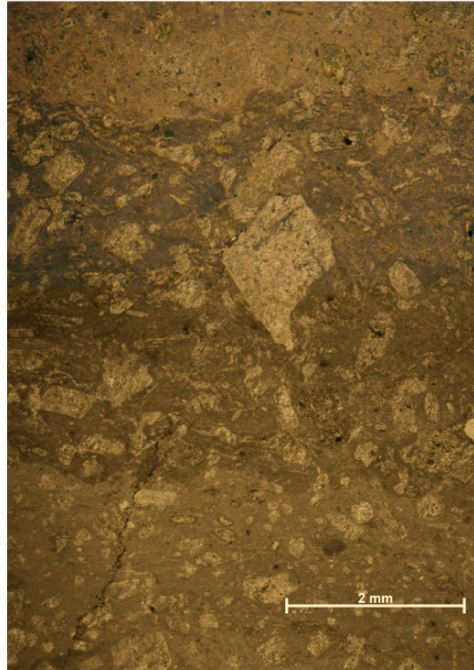


Figura 20: Microfotografía de una sección delgada del Pórfido Tepenene en la localidad Los Amates, tomada con objetivo de 2.5 X. Bandeamiento del cuerpo a nivel textural; al centro se aprecia una banda oscura con un ancho de 4 mm con textura traquítica, fenocristales rodeados por una matriz microcristalina fluidal. En la parte superior e inferior se observan las bandas claras, con textura traquítica y una cantidad y tamaño de fenocristales menor en comparación con las bandas oscuras.

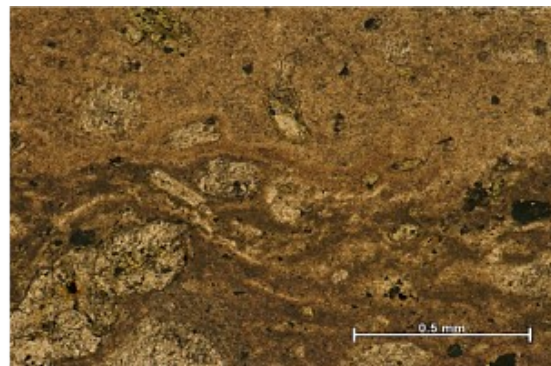
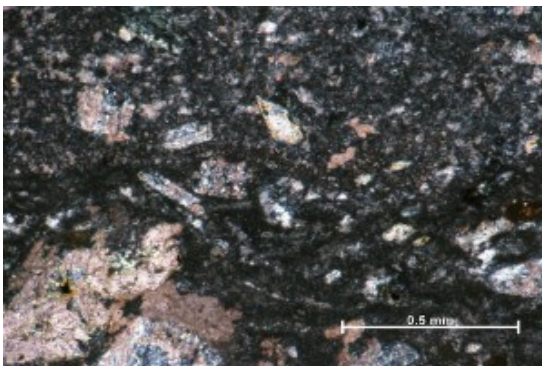


Figura 21: Microfotografías de una sección delgada del Pórfido Tepenene tomada con objetivo 10X, luz polarizada y nicoles cruzados. Zona de transición entre bandas, se distingue un contraste cromático en los componentes de la matriz de cada banda, así como un contraste composicional. En la banda melanocrática se distingue una textura traquítica, además de que los componentes de la matriz son de menor tamaño en comparación con la zona más clara; por otro lado, en la zona leucocrática la matriz es más cuarcítica en comparación con la banda oscura, y presenta una textura traquítica incipiente.

4.2 Análisis gráfico de los rasgos estructurales.

Para determinar la orientación preferencial de las bandas presentes en el Pórfido Tepehene, se midieron 400 datos en la localidad Los Amates (**Figura 22**). La nomenclatura utilizada fue pínula mayor a la derecha (PD), con brújula tipo Brunton. De la concentración de polos se obtuvo una familia principal que presenta una orientación general N 15° E, 69°, NW (**Figura 23**).

Con la distribución de polos y la orientación de los planos se reconoce la dirección de extensión, con rumbo general N-S y la dirección de compresión, perpendicular a las bandas con rumbo general E-W.

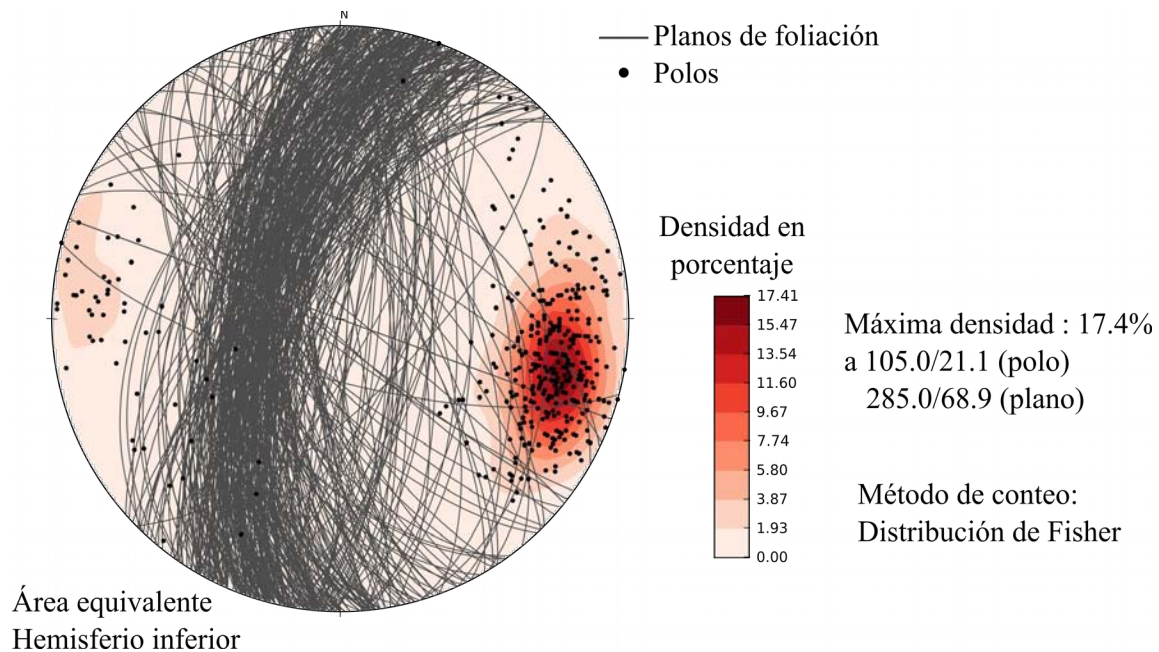


Figura 22: Estereograma en la red de Schmidt del bandeamiento que presenta el Pórfido Tepehene en la localidad Los Amates. La densidad máxima de concentración polar es 17.4%.

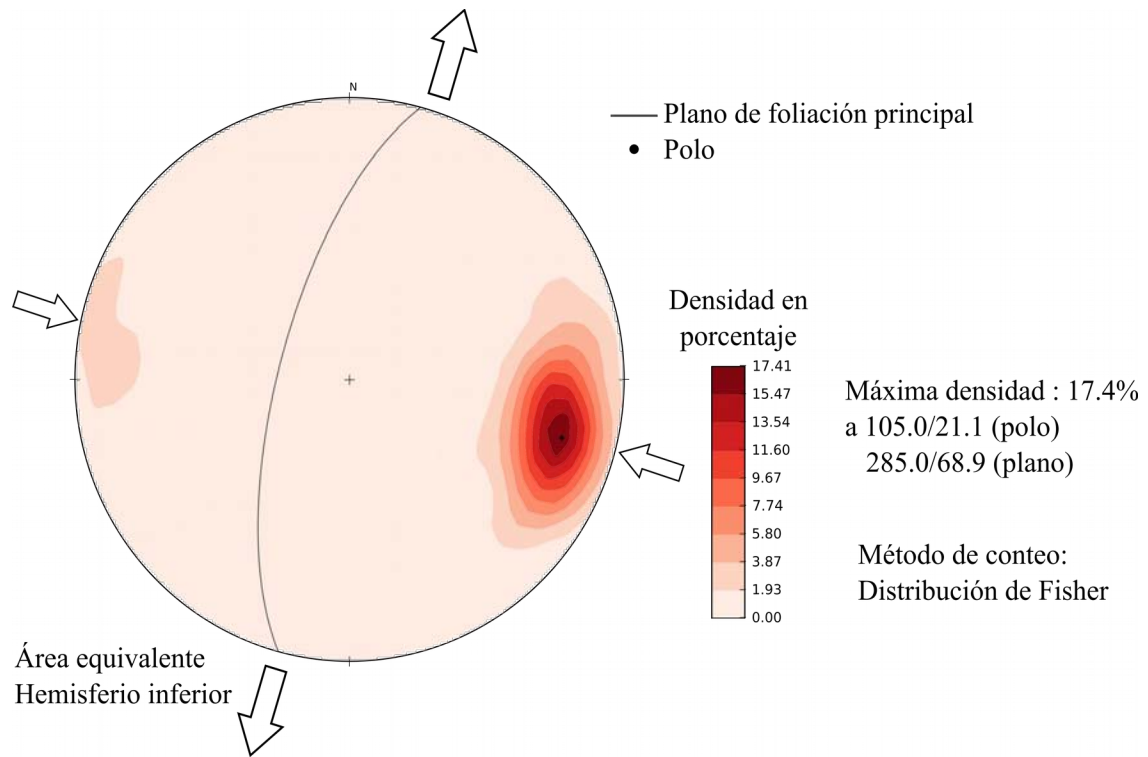


Figura 23: Estereograma en la red de Schmidt de la orientación más frecuente del bandeamiento presente en el Pórfido Tepenene, tiene un rumbo de 15° NE y un echado de 69°. Las flechas indican la dirección de la extensión y compresión generada por los esfuerzos.

5.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 *Discusión*

La textura general que presenta el Pórfido Tepenene (**Figura 6**), indica que el magma se encontraba en condiciones termodinámicas favorables para el crecimiento de cristales y posteriormente se emplazó a una profundidad somera lo que propicio el desarrollo de una matriz afanítica, dando como resultado una textura porfídica.

Dados los porcentajes de los minerales observados durante en análisis petrográfico se ha determinado que el magma del cual cristalizó el Pórfido Tepenene era predominantemente silíceo dando como resultado una composición granodiorítica, en general. Típicamente los magmas de composición mayormente silícica se comportan como fluidos de alta viscosidad, en comparación con magmas básicos.

Los rasgos estructurales y texturales presentes en el Pórfido Tepenene en la localidad Los Amates, se pueden englobar en dos tipos de comportamiento reológico: dúctil y frágil.

El bandeamiento, boudinage, pliegues, enclaves, sigmoides y la textura fluidal de la matriz así como la fábrica orientada que presentan los fenocristales fueron generados dentro de un régimen dúctil, mientras que las grietas en echelon, autobrechas y fracturas fueron desarrolladas en un comportamiento reológico frágil.

Es posible interpretar el bandeamiento del Pórfido Tepenene presente en la localidad Los Amates como producto de un proceso de metamorfismo, pero se descarta esa hipótesis al comparar la mineralogía reconocida en una muestra general del Pórfido (**Figura 6**) con una muestra de la zona Los Amates (**Figura 20**), en ambos casos tenemos un resultado similar en cuanto al contenido de las especies minerales, producto de la cristalización del magma sin evidencia de recristalización provocada por algún proceso metamórfico.

El contraste textural que define el bandeamiento en el Pórfido Tepenene en la localidad Los Amates, se puede interpretar como producto de una mezcla de magmas no homogénea, esta hipótesis se ve favorecida al considerar las observaciones de la textura en lámina delgada donde algunos anfíboles presentan bordes de reacción que se han interpretado como variaciones de P-T en el sistema, en el cual los cristales entraron en un estado metaestable, y dichos cambios de P-T pueden asociarse a: 1) el ascenso del cuerpo durante el emplazamiento, 2) descompresión por fracturamiento 3) diferentes

pulsos magmáticos generando una mezcla de magmas. Además el zoneamiento de las plagioclasas se ha interpretado como producto de cambios composicionales y/o termodinámicos en el sistema, lo cual es consistente con un proceso de *mingling*.

Los mecanismos que pueden explicar la foliación y la textura fluidal en el Pórfido Tepenene en la localidad Los Amates son dos, el primero corresponde con un proceso relacionado al emplazamiento forzado (*ballooning*) reconocido por el desarrollo de una foliación concéntrica. El segundo mecanismo es la generación de un flujo diferencial de los cristales, asociado a una cizalla, en el punto final de solidificación (Gill, 2010).

La presencia de las estructuras de boudinage y sigmoides así como su orientación, sugieren que el mecanismo por el cual se desarrollaron esta asociado a la extensión por cizalla de la región, mientras que la orientación de las líneas de charnela de los pliegues y los enclaves, apuntan hacia un proceso de *ballooning* para explicar su génesis.

Por otro lado, las grietas en echelón, autobrechas y fracturas identificadas en la localidad Los Amates, sugieren deformación en un régimen frágil, generadas posterior a la cristalización del magma. La textura brechoide y las fracturas, se generan cuando el material se encuentra sometido a esfuerzos cortantes que sobrepasan la cohesión y la oposición de los esfuerzos normales del sistema (**Figura 18**), aunque también es posible interpretar la formación de las brechas por un proceso de *stoping*, en el cual el comportamiento frágil del cuerpo encajonante propicia el fracturamiento del mismo, mientras que el magma rellena las discontinuidades, dando como resultado estructuras de *net-veining*.

Dentro del contexto regional se ha reconocido una migración del magmatismo sobre la costa pacífica mexicana con vergencia hacia el este, tomando en cuenta este fenómeno, la edad reportada por González-Torres *et al.* (2013), la composición predominantemente silícica y la cercanía de la granodiorita San Miguel, podemos inferir que los eventos magmáticos están relacionados con el origen del Pórfido Tepenene. Otro rasgo compartido entre ambos cuerpos es la presencia de foliación magmática (Cerca, 2004).

5.2 Conclusiones

Los rasgos texturales (escala microscópica) registraron el comportamiento en un régimen dúctil durante la cristalización del Pórfido Tepenene, mientras que los rasgos estructurales (escala mesoscópica) se desarrollaron en un régimen dúctil-frágil.

Con base en los rasgos texturales, se propone un proceso de múltiples fases de inyección de magmas de diferente composición, lo cual explica el cambio textural y composicional del pórfido.

Con base en la geología del entorno para la orientación de los rasgos estructurales de carácter dúctil observados en la localidad Los Amates se proponen su génesis por deformación sintectónica.

Con base en la cinemática de las estructuras de carácter frágil se propone un desplazamiento lateral izquierdo en una etapa avanzada o posterior a la cristalización del pórfido.

Se ha asociado el bandeamiento presente en la localidad Los Amates con el desplazamiento lateral izquierdo del ramal occidental del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito, de igual manera se le considera como el mecanismo principal que originó los rasgos reconocidos en el Pórfido Tepenene con base en: 1) La relación espacial que guarda el Pórfido Tepenene y El Sistema de Fallas, 2) Los indicadores cinemáticos observados en el Pórfido, 3) La orientación del bandeamiento concordante con la extensión del Sistema de Fallas.

Se establece la edad de inicio de actividad del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito anterior a los 32.2 Ma. y la actividad más joven limitada por 29.9 Ma. durante el Oligoceno, tomando en cuenta: 1) la relación establecida en el presente trabajo entre la deformación del Pórfido Tepenene y el Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito, 2) los parámetros de delimitación de la actividad del sistema de fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito de Silva-Romo (2010) y 3) la fecha reportada por Hernández Marmolejo (en preparación) del Pórfido Tepenene (32.2 Ma.) y La Formación Puerto El Gato (29.9 Ma.)

REFERENCIAS

- Calderón-García, A. 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla: Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libreto-guía de la excursión A-11: 9-27.
- Campa, M.F., y Coney, P.J. 1983. Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico: *Canadian Journal Earth Science*, 20: 1040-1051.
- Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., 2013. Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla - Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, p. 24-50.
- Cerca Martínez L.M. , 2004. Deformación y magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis doctoral. Centro de Geociencias, campus UNAM Juriquilla. 165.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Martínez-Hernández, E., y Ramírez-Arriaga, E. 2007. Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 197-215.
- Davis H., Reynolds J. and Kluth F.. 2011. *Structural Geology of rocks and regions*. John Wiley y Sons Inc. Third edition, 124-136.
- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto, M. 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: *Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla*, 1-33.
- España-Pinto, A. 2001. Estratigrafía y geología de la cuenca de Tehuizingo, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, Tesis Profesional. 69 p. inédita.

- Fries, C. 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 60: 236 p.
- Fries Jr., C., 1966. Hoja Cuernavaca 14Q-h(8). Resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, Estado de Morelos. Univ. Nac. Autón. México. Inst. Geología, Carta Geológica de México. Serie 1: 100, 000 map with explanatory text.
- González-Torres E.A., Morán-Zenteno D.J., Mori L., Díaz-Bravo B., Martiny B.M., Solé J., 2013. Geochronology and magmatic evolution of the Huautla volcanic field: last stages of the extinct Sierra Madre del Sur igneous province of southern Mexico. *International Geology Review*. Vol. 55, No. 9, 1145–1161.
- Hernández-Romano, U. 1999. Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: Postgraduate Research Institute for Sedimentology University of Reading. Tesis de Doctorado (Inédita). 322 p.
- Morán-Zenteno D. J., Cerca M, Keppie D.J., 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 3, 319-341.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G. N., 1999. Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*. 12, 513 – 535.
- Murillo-Muñetón, G., y Torres-Vargas, R. 1987. Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana: Instituto Mexicano del Petróleo. Informe Proyecto C-2010 78p.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 2: 112-134.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mítre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gomez, J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F. 1992. Carta Geológica de la República

- Mexicana. Escala 1:2, 000,000 5ª Ed.: Consejo de Recursos Minerales – Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., López, R., 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27, p.719-722.
- Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A., y de Cserna, Z. 1965. Reconocimiento geológico del área Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla: In *Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte centromeridional del Estado de Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Paleontología Mexicana*, no. 21, part I, p. 1-22.
- Ponce-Castellanos, J.J. 1980. Relaciones geológicas del área de Mexquitlán Guerrero (Parada Núm 2. - Mexquitlán): *Sociedad Geológica Mexicana, Itinerario. Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla.* 47-49.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, B., Martínez-Hernández, E., Valiente-Baunet, A., 2006. Palynology of the Paleogene Cuayuca Formation (stratotype sections), southern Mexico: Chronostratigraphical and palaeoecological implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141, p. 259–275.
- Ramos-Arias, M.A., Keppie, J.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K., 2008. Extensional late paleozoic deformation on the western of pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 448 p. 60–76.
- Robin G., 2010. *Igneous rocks and processes a practical guide*. Book, Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London. ISBN 978-1-4443-3065-6 (hardcover: alk. paper) – ISBN 978-0-632-06377-2. First edition, 241-291.
- Rodríguez-Torres, R., 1970. *Itinerario geológico México Oaxaca. Libro guía de la Excursión México-Oaxaca*, Sociedad Geológica Mexicana. Volumen especial pp. 4 -25.
- Sabanero-Sosa M.H., Salinas-Prieto J.C. , Talavera-Mendoza O., Campa-Uranga M.F., Sánchez-Rojas L.E., 1996. Informe final de la carta geológico-minera y geoquímica de Chiautla, Estado de Puebla, escala 1:50000, hoja INEGI E14B72, Convenio Consejo de Recursos

- Minerales – Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, 105 pp., 1 map, Cons. de Recursos Mineros., Pachuca, México.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R.C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper, 278: 153 p.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., Mendoza-Rosales, C., 2009. Formación de cuencas continentales en el sur de México y su cronología respecto al desplazamiento del bloque de Chortis. División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería UNAM, Instituto de Geología, UNAM.
- Silva-Romo, G., y Mendoza-Rosales C.C. 2009. Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del Bloque Chortís: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26: 165-176.
- Silva-Romo, G., 2010. Origen tectónico y evolución de la Cuenca Tehuiztzingo-Tepexi estado de Puebla. Instituto de Geología UNAM. Tesis Doctoral.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández-Pineda G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., y Hernández-Treviño, T. 2007. Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 119: 1265-1279.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, E., Meza Figueroa, M., Vega Granillo, R., Campa Uranga, F., 2005 U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 235, p.682–699. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.013.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Gehrels, E., López-Martínez, M., de la Cruz-Varga, C., 2007. Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. Geological Society of America. no. 9/10, p. 1249–1264; doi: 10.1130/B226031.1.
- Velasco-de-León, M. P. y Buitrón, B.E. (1992). Algunos crinoides (echinodermata-crinoides) del misisípico-pensilvánico de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México. *Rev. Soc. Mex. Paleontol.* (vol. 5), 5, 71-81.
-