



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
**GEOLOGÍA, PETROLOGÍA Y
ESTRUCTURA DE LA MIGMATITA
MAGDALENA, COMPLEJO AYÚ,
SUR DE MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Mariana Yolotzin Alcántara Torres

DIRECTOR DEL TESIS:

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez

México, Octubre, 2020





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.

Resumen	3
1. Introducción	4
1.2 Problemática, zona de estudio y objetivos	4
1.2.1 Planteamiento del problema	4
1.2.2 Área de estudio	5
1.2.3 Objetivos	6
2.1 Marco teórico	6
2.1.1 Domos migmatíticos generados por actividad de pluma	6
2.1.2 Anatexis en la zona de trasarco	7
2.1.3 Fusión parcial	8
2.2 Marco geológico regional	12
2.2.1 Contexto Geológico Regional del Complejo Ayú	12
2.2.2 Terreno Mixteca	13
2.3 Complejo Ayú	14
3. Metodología	16
3.1 Recopilación bibliográfica	17
3.2 Trabajo de campo	17
3.3 Trabajo analítico	17
3.3.1 Análisis petrográfico	18
3.3.2 Química mineral	18
4. Geología de la Migmatita Magdalena.	19
4.1 Unidades litoestratigráficas	19
4.2 Litologías y afloramientos	21
4.2.1 Intrusivos San Miguel	21
4.2.2 Esquisto micáceo	22
4.2.3 Migmatita	24
4.2.4 Esquisto Sarabia	38
5. Análisis estructural	39
5.1 Zona norte	39
5.2 Zona sur	45
5.3 Zona del esquisto micáceo Sarabia	50
6. Análisis petrográfico	52
6.1 Intrusivos San Miguel	52
6.2 Esquisto micáceo con sillimanita/metapelita	54
6.3 Metatexitas y diatexitas	55
6.4 Paleosomas/material residual	63
6.5 Esquisto Sarabia	65

7. Química mineral	66
7.1 Feldespato	66
7.2 Mica	68
7.3 Anfíbol	70
7.4 Granate	72
7.5 Piroxeno	73
8. Discusión	75
8.1 Migmatita Magdalena del Complejo Ayú, sur de México	75
8.2 Estructura regional	76
8.3 Evidencia de fusión parcial y formación de las diferentes morfologías migmatíticas	78
8.3.1 Indicios del inicio de fusión parcial y formación de metatexitas	78
8.3.2 Transición metatexitas a diatexitas	79
8.3.3 Indicios de fusión en diatexitas	79
8.4 Composición química y posibles protolitos	79
8.5 Origen de la migmatita Magdalena	80
9. Conclusiones	81
10. Bibliografía y anexos	82
Anexo 1 Definición y terminología migmatítica	92
Anexo 2 Muestras colectadas	94

Resumen

El complejo Ayú se compone del Litodema Chazumba descrito como una secuencia de esquistos pelíticos intercalados con cuarcitas, la Migmatita Magdalena son rocas heterogéneas producto de un evento de fusión parcial de la corteza inferior, y los intrusivos San Miguel formados por granitos tipo S. La historia de este complejo es relevante para entender la actividad tectonotérmica del sur de México durante el rompimiento de Pangea en el Jurásico. Particularmente la Migmatita Magdalena es clave ya que su presencia implica que se alcanzaron condiciones térmicas altas para producir fusión parcial en la región.

A pesar de su relevancia geológica, los estudios de la migmatita son escasos y carecen de análisis petrográficos, geoquímicos, de química mineral, fechamientos y estructurales detallados. Sin embargo, en este trabajo se presentan datos que contribuyen al estudio y entendimiento de la fusión parcial en el área. El origen de la migmatita continúa siendo tema de debate, actualmente existen 2 propuestas, una se refiere a la presencia de una pluma del manto la cual tuvo una actividad muy débil durante su paso por esa región y como evidencia generó un domo en la superficie (Ortega-Gutiérrez, 1975; Keppie *et al.*, 2004). La otra propuesta es que la migmatita se formó en una cuenca de trasarco (Helbig *et al.*, 2012).

Con el análisis de las relaciones en campo entre las distintas litologías que componen a la migmatita, su estructura, la caracterización petrográfica y la química mineral se sustenta la presencia de un domo migmatítico en la región resultado del paso de una pluma mantélica de edad Jurásica. Se localizó el foco de migmatización y se identificaron los posibles protolitos de la migmatita, así como las asociaciones minerales presentes en las diferentes litologías.

Palabras clave: *Complejo Ayú, migmatitas, pluma mantélica, Jurásico, Fusión Parcial*

1. Introducción

El estudio de terrenos metamórficos de alto grado con condiciones de temperaturas altas y presiones moderadas es relevante para la comprensión de: 1) la generación de corteza continental nueva; 2) Los proceso de segregación y migración de los cuerpos graníticos formados; y 3) la diferenciación cortical. Por tanto, el estudio de estos terrenos ha contribuido en la comprensión de la historia evolutiva de los orógenos.

En este contexto, los complejos migmatíticos representan laboratorios naturales para el estudio de procesos de fusión en la corteza continental, ya que la fusión incompleta en estos terrenos es de gran utilidad para el análisis de la generación de fundidos silicatados, la paragénesis mineral resultante y el proceso tectónico que fungió como fuente de calor durante la anatexis.

Los terrenos migmatíticos en México están distribuidos en diferentes regiones del país y son de periodos de tiempo diferentes. El Complejo Oaxaqueño tiene migmatitas producto de eventos orogénicos de edad Proterozoica, existen estudios petrológicos, estructurales y de dataciones. Las migmatitas del Complejo Plutónico de la Paz de edad Triásica-Jurásica fueron analizadas estructural y petrológicamente, y son producto de metamorfismo de contacto. Las migmatitas del Complejo Xolapa, han sido estudiadas estructural, petrológica y geológicamente, y a través de dataciones. En las del Complejo Yelapa se han realizado análisis petrológicos y de dataciones, ambas migmatitas son de edad Cretácica y producto de la actividad en márgenes convergentes.

El presente trabajo caracterizará geológica, estructural y petrográficamente a la Migmatita Magdalena del Complejo Ayú (sur de México). A fin de establecer su origen, la localización de la probable fuente de calor y los protolitos.

1.2 Problemática, zona de estudio y objetivos de la tesis

1.2.1 Planteamiento del problema

La Migmatita Magdalena se ha interpretado como una estructura dómica con su núcleo migmatizado durante el Paleozoico (Ortega-Gutiérrez, 1975) o como un complejo metamórfico con una historia geológica y una fusión parcial producida por el paso de un punto caliente en un ambiente de tras-arco durante el Jurásico (Keppie *et al.*, 2004). Lo anterior implica que la historia geológica de anatexis está relacionada a un evento térmico que difiere en edad al Complejo Acatlán (Paleozoico) y a los procesos metamórficos que experimentó.

Con base en lo anterior, esta tesis de licenciatura pretende realizar un análisis estructural, geológico y petrogenético de la Migmatita Magdalena a fin de entender el proceso que generó la migmatización del Complejo Ayú, así como precisar las paragénesis minerales formadas y los controles estructurales que dieron lugar al evento térmico de esta unidad.

En este contexto, el análisis estructural de la Migmatita Magdalena y las relaciones en campo contribuirán al entendimiento del proceso geológico que causó la fusión parcial y, por tanto, a esclarecer el ambiente tectónico de formación i.e., extensional (Ortega-Gutiérrez, 1978;

Keppie *et al.*, 2004) y no convergente, como ocurre en la mayoría de los estudios en migmatitas a nivel mundial.

1.2.2. Área de estudio

La zona de estudio se localiza al sur de México entre los estados de Puebla y Oaxaca, comprende los municipios de Huajuapán de León y Petlalcingo. La mayor parte de la migmatita y sus productos de fusión afloran en las regiones de Magdalena Tetaltepec, Santa Cruz Encinal, Ahuehuetitlán de González, San Miguel Ixtitlán, San Miguel Ixtapam, Santa María Ayú y Sarabia (Figura 1.2.2-1).

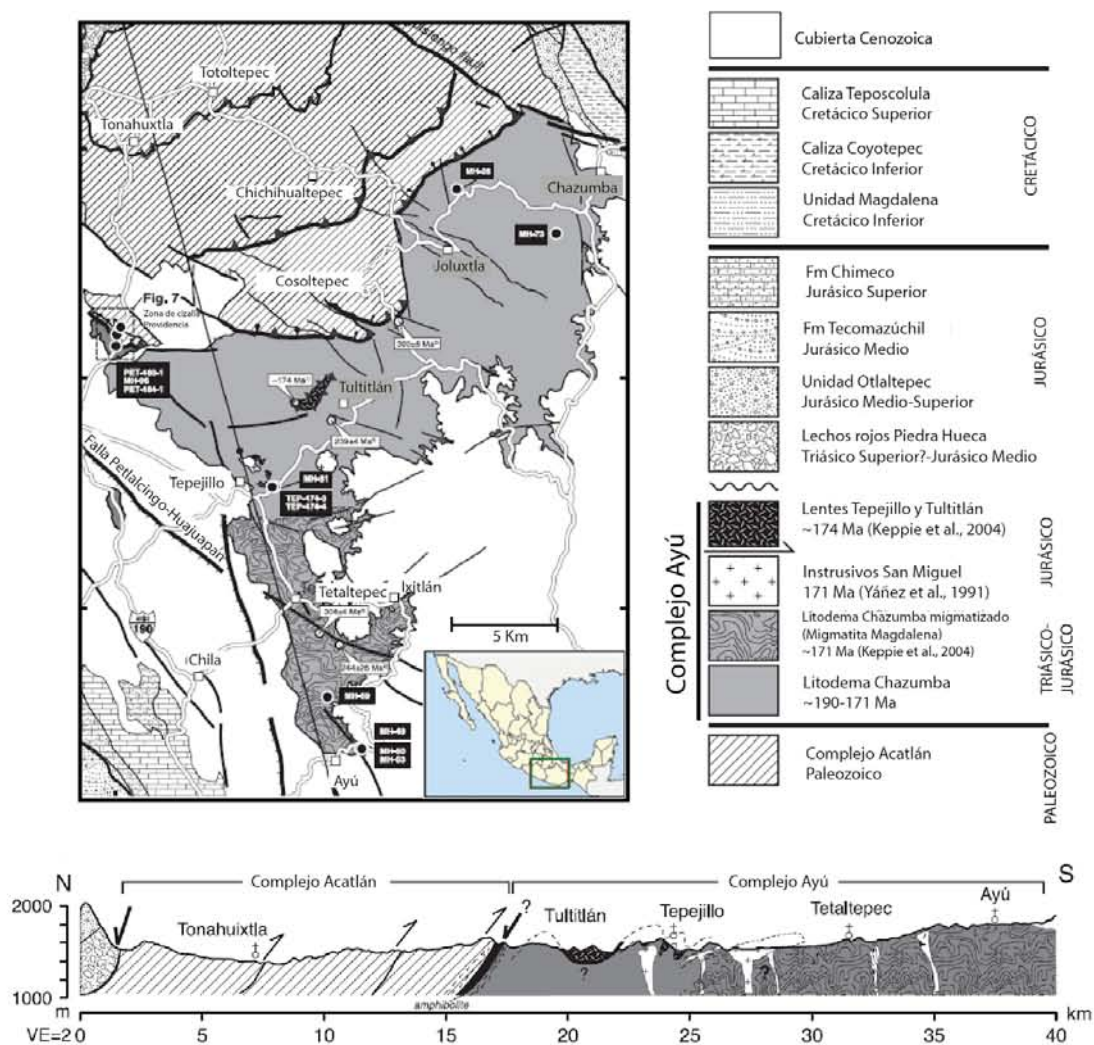


Figura. 1.2.2-1 mapa geológico y de localización del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012).

La zona de estudio abarca un área aproximada de 17 x 8 km y se encuentra en las cartas topográficas, a escala 1:20,000, del Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI) de los estados Oaxaca-Puebla E14B84 e (2015), E14B84 f (2015) E14D14 b (2015) y E14D14 c (2015). Existen otros mapas resultado de los trabajos de Ortega-Gutiérrez (1975, 1978); Ortega-Gutiérrez *et al.* (1981), Yáñez *et al.* (1991); Figueroa-Salguero (2003); Keppie *et al.* (2004) Talavera-Mendoza *et al.* (2005); Keppie *et al.* (2006) y Helbig *et al.* (2012, 2013). El

acceso principal a la zona es a través de la carretera federal 190 Ciudad de México-Oaxaca, que conecta al norte con Acatlán de Osorio, Puebla.

1.2.3. Objetivos

Objetivo General

Realizar una caracterización petrográfica-petroológica y estructural de los cuerpos que componen a la Migmatita Magdalena (Complejo Ayú), así como sus relaciones en campo con los cuerpos pre y post -migmatización, mediante una cartografía geológica detallada del área de estudio.

Objetivos Específicos

- Estudiar la distribución litológica de la Migmatita Magdalena del Complejo Ayú, en un área de 17 x 8 km para determinar su estructura.
- Determinar la estructura y relaciones de campo entre los protolitos, cuerpos graníticos productos de la fusión parcial y la Migmatita Magdalena.
- Realizar una colección de muestras desde la parte de mayor temperatura hasta el límite superior con el Litodema Chazumba.
- Identificar las fases minerales y texturas presentes en las muestras colectadas.
- Realizar el análisis de química mineral y las asociaciones minerales presentes.

2.1 Marco teórico

La generación de fundidos, la asimilación y la acumulación de magma son los procesos principales por los cuales la corteza se diferencia, además de que el calor y la masa son redistribuidos en todos los orógenos (McFadden, 2009; Sawyer, 1996; Brown, 1994; Brown y Solar, 1998b, Vanderhaegue, 2001; Teyssier y Whitney, 2002; Brown, 2007). Así, el análisis de los terrenos que registran un evento anatético contribuye al estudio de la evolución de la corteza continental, así como al reconocimiento de las reacciones y las condiciones de presión (P), temperatura (T) y actividad de los fluidos necesarias para la generación de fundido (Brown y Solar, 1998).

Los principales estudios de anatexis cortical se han realizado en arcos continentales y zonas de colisión, es decir, en márgenes convergentes ya que el desplazamiento de las geotermas genera un aumento en la temperatura de la litósfera. No obstante, recientemente se han publicado estudios de rocas anatéticas en zonas de extensión cortical (Büttner, 2009; McFadden *et al.*, 2010; Richter *et al.*, 2016). En particular, el origen de la Migmatita Magdalena sigue siendo tema de debate, ya que inicialmente fue propuesta como un domo migmatítico (Ortega-Gutiérrez, 1975; Keppie *et al.*, 2004) producido sobre una pluma del manto poco desarrollada, consistente con los puntos calientes registrados durante el Mesozoico temprano (Keppie *et al.*, 2004); si bien, más recientemente se ha interpretado que la Migmatita Magdalena fue generada en una cuenca de trasarco (Helbig, *et al.*, 2012).

2.1.1 Domos migmatíticos generados por actividad de pluma mantélica

En regiones que sobreyacen a una pluma del manto, la presencia de ésta y de magma derivado del manto en la base de la corteza produce fusión intracortical y, como resultado, la

generación de magma predominantemente félsico (Murphy *et al.*, 1998); este magma viaja verticalmente como un cuerpo granítico rodeado de migmatita y un domo gnéisico (Keppie *et al.*, 2004). La interacción entre la pluma caliente con la base de la litósfera produce un levantamiento en la superficie que comienza en ca.0.3-0.5 Ma, luego de que la pluma se instaure y alcanza levantamientos de 500-2500 m (Fig. 2.1.1-1), con una velocidad de levantamiento de 2 a 10 m/a. Esto provoca un incremento en el gradiente geotérmico hasta alcanzar valores que representan el campo metamórfico de temperatura alta y baja presión (d'Acremont, *et al.*, 2003). La transferencia de calor de la pluma provoca un retrabajo anatéctico en la corteza continental preexistente que, en ocasiones, llega a ser a gran escala (Hill *et al.*, 2001).

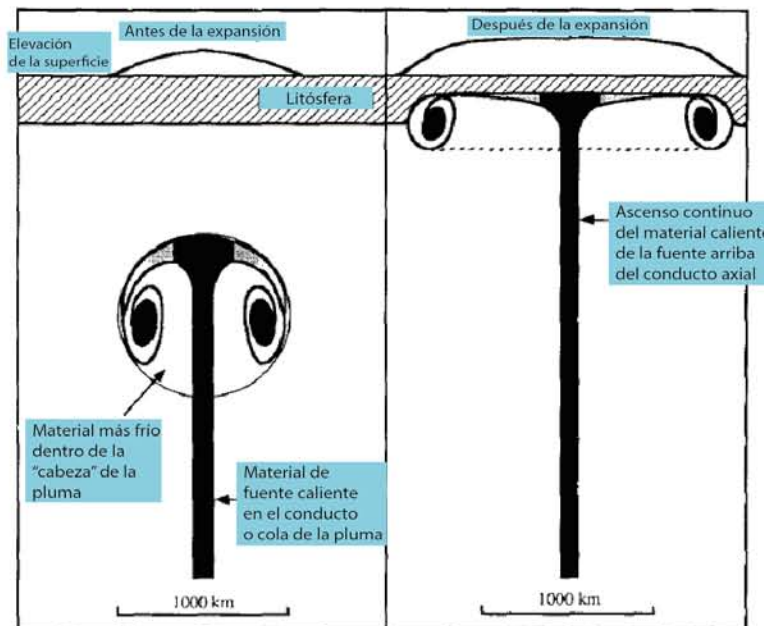


Figura 2.1.1-1 Esquema de la configuración de una pluma mantélica donde se ilustran las características de la cabeza en los estadios iniciales (antes de la expansión) y finales (después de la expansión de la pluma al contacto con la superficie) y la fuente de calor que general temperaturas más elevadas (color negro). Modificada de Hill, *et al.* (2001).

Las trayectorias P-T-t en plumas mantélicas tendrán diferencias relacionadas al área observada: 1) en la corteza media, dentro del domo, las trayectorias serán prógradas, 2) alrededor de la corteza media serán trayectorias retrógradas, y 3) en la superficie, por encima del domo, se observará un ascenso isobárico y una disminución de la temperatura cuanto más cerca de la superficie esté (Keppie *et al.*, 2004). El magmatismo de pluma ha sido registrado como mesetas o extensiones vastas de basaltos localizadas por debajo de la corteza (Stein y Hoffman, 1994). No obstante, las firmas geoquímicas mantélicas o la presencia de lavas de meseta son muy raras en el caso de que la pluma es débil o cuando la cabeza de la pluma se enfría rápidamente (Cebriá *et al.*, 2003).

2.1.2 Anatexis en la zona de trasarco

Existen evidencias de que, en las zonas de subducción, las temperaturas elevadas del manto superior comúnmente se extienden por cientos de kilómetros a través del tras-arco, así como en zonas en donde no ha ocurrido un evento extensional (Currie *et al.*, 2006). Los datos registrados en la parte superior del manto y en la litósfera delgada registran temperaturas de 1200°C a profundidades de 60 km sobre el tras-arco, lo cual ocurre comúnmente en arcos

activos y por encima de la cuña del manto (Fig. 2.1.1-2; Currie *et al.*, 2006). En cambio, se estimaron temperaturas de entre 800-1000°C a aproximadamente 35 km de profundidad, en la base de la corteza (i.e. discontinuidad del Moho) de la mayoría de los tras-arcos continentales. La transferencia de altas cantidades de calor desde el manto hacia la superficie, se debe al proceso de convección en el manto, lo cual provoca la liberación del contenido de agua de la placa subducida (Currie *et al.*, 2006). El límite somero de la litósfera, así como el material caliente que circula en la astenósfera y la liberación de fases fluidas de la placa subducida, son elementos requeridos para generar una fuente de calor duradera (Büttner, 2009).

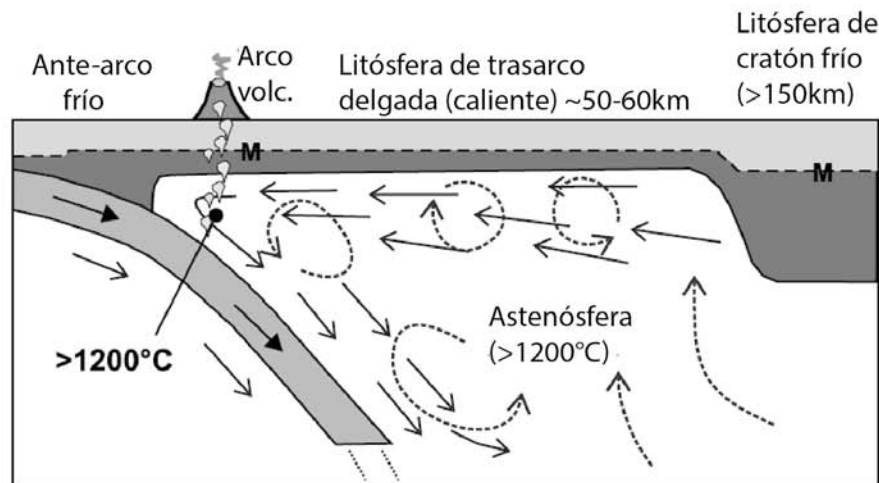


Figura 2.1.1-2 Sección geológica esquemática de una zona de subducción continental. Se observa la convección astenosférica (flechas punteadas), así como la influencia de la placa subducida en las fuerzas de flotación que permitirán el ascenso astenosférico. En la zona de arco lo que funde principalmente es la placa en subducción por una deshidratación dominante, por otro lado, en la zona de trasarco lo que funde es el manto debido a las altas temperaturas generadas por el ascenso astenosférico y el adelgazamiento litosférico. Modificada de Currie *et al.* (2006).

Los procesos relacionados a una temperatura elevada como metamorfismo y fusión cortical son característicos de las zonas de trasarco, donde la fuerza de cizalla débil es causada por estas temperaturas (Hyndman *et al.*, 2005). La convección astenosférica en las regiones de trasarco continentales genera una gran transferencia de calor, sin embargo, pueden no haber contribuido con un magmatismo basáltico intenso (Zimmermann y Bahlburg, 2003). En zonas de trasarco que experimentaron extensión, se produce adelgazamiento cortical lo que genera el ascenso de material caliente del manto que subyace, esto provoca un importante aumento de temperatura, como resultado el gradiente geotermal aumenta y las temperaturas altas se mantienen constantes por un periodo de tiempo determinado (Hyndman *et al.*, 2005; Currie *et al.*, 2006).

2.1.3 Fusión parcial

La fusión parcial en la corteza continental inferior y media tiene lugar en terrenos metamórficos de alto grado en donde las temperaturas elevadas predominan. El proceso predominante para la anatexis es orogénico, el cual tiene una historia que comienza por la inversión de cuenca o engrosamiento cortical, seguido de la exhumación erosional, adelgazamiento cortical y/o delaminación litosférica y colapso orogénico (Brown, 1994). La

fusión parcial transforma a las rocas, compuestas de una sola fase sólida en un sistema de dos fases líquido+sólido (Sawyer, 1999). Si bien, la anatexis genera de líquidos silicatados, algunos de los cuales se segregarán y enfriarán para convertirse en masas graníticas que intruyen en zonas corticales más someras en formas de sills y/o diques (Brown, 1994).

Durante el ascenso de la temperatura en el sistema, la asociación mineral que tomará el papel de reactantes en la generación de fundido, comienza a volverse inestable. La zona inicial para la generación de fundido es en los bordes minerales y puntos triple, donde los minerales reactantes están en contacto (Sawyer, 1999). El incremento continuo de fundido generará pequeñas bolsas o tubos aislados de líquido silicatado que, al aumentar la temperatura se unirán para formar una red interconectada (Fig. 2.1.3-1; Sawyer, 1999).

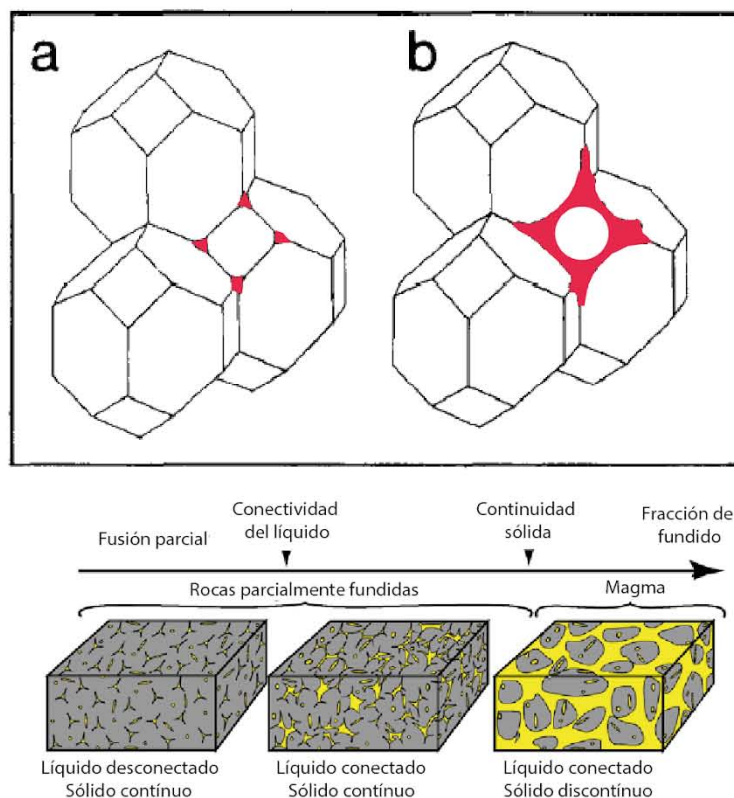


Figura 2.1.3-1 Esquemas de los cambios en la geometría de las rocas parcialmente fundidas dependiendo el incremento de fundido, la primera fase son bolsas de fundido aisladas que, posteriormente, forman redes de fundido que comienzan a interconectarse. Modificado de Sawyer (1999) y Vandergehaegue (2009).

A partir de este cambio en la estructura de la roca y la distribución del líquido, se definen los componentes generados. El **neosoma** está formado por el fundido cristalizado, es decir, minerales que estuvieron en exceso en la reacción que generó el fundido y los que son producto sólido de la fusión. El **paleosoma** es la parte que no es neosoma y que, además, no fue afectada por el proceso de fusión parcial, conservando las estructuras pre-anatécicas. El **melanosoma** es el componente de colores oscuros del neosoma y es rico en minerales máficos, de forma que es considerado como la fracción sólida residual. El **leucosoma** se define como la parte de colores claros del neosoma, formado predominantemente por minerales cuarzo-feldespáticos; también es la parte resultado de la segregación del fundido anatético. Así, el leucosoma+melanosoma conforman al neosoma. En conjunto, todos estos componentes definen a una migmatita (Sawyer *et al.*, 2008).

La distribución y cristalización del líquido silicatado junto con la desaparición parcial o completa del protolito generan configuraciones morfológicas diversas (Maldonado-Villanueva, 2011 y referencias citadas), las cuales serán necesarias para conocer de forma cualitativa el grado de fusión parcial en las rocas estudiadas, ya que el aumento en la cantidad de fundido presente y la disminución de la estructura pre-anatéctica del protolito indican un mayor grado de fusión parcial (Fig. 2.1.3-2; Sawyer *et al.*, 2008).

La figura 2.1.3-2 contiene un diagrama de las dos morfologías en migmatitas, donde se observa la transición de metatexita (MTX) a diatexita con el aumento de la fracción de fundido. En el primer orden a y b son rocas parcialmente fundidas y c es para rocas parcialmente fundidas pero el fundido se encuentra como películas en la mayoría de los límites de granos. El segundo orden se relacionan con la fracción de fundido para las metatexitas y diatexitas, el cual aumenta hacia la derecha, la zona de transición es marcada por la línea punteada.

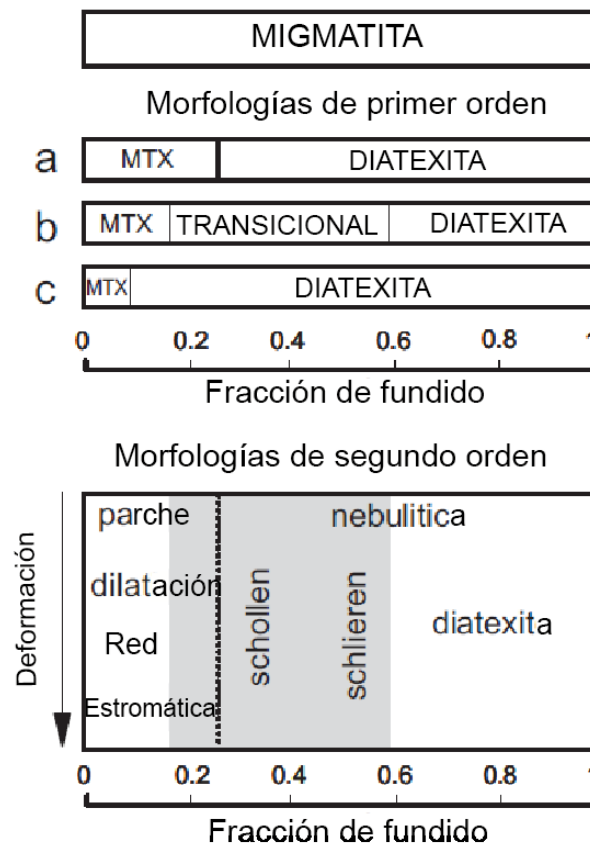


Figura 2.1.3-2 Diagramas donde se muestran las morfologías de primer y segundo orden de las migmatitas. Modificado de Sawyer *et al.* (2008).

Las reacciones de fusión pueden ocurrir en presencia de fases volátiles ricas en agua o en ausencia de ellas (deshidratación), a niveles inferiores o medios de la corteza. No obstante, las reacciones por deshidratación son reconocidas como los procesos más importantes en la generación de fundidos silicatados, de los que destacan la descomposición de mica y anfíbol, lo cual se debe a que estas reacciones llegan a generar volúmenes de magma plutónico con suficiente movilidad para alcanzar niveles corticales más someros (Clemens y Vielzeuf, 1987; Brown, 1994; Vielzeuf y Schmidt, 2001). Considerando la baja porosidad en las rocas de la

corteza media-inferior, da paso a que el proceso de fusión parcial sea bajo condiciones en ausencia de agua y producto de un proceso de liberación de agua de las fases hidratadas (Maldonado-Villanueva, 2011 y referencias citadas).

Las reacciones de deshidratación-fusión presentan pendientes dP/dT altas y positivas, que al ser observadas en el espacio presión-temperatura (P-T) son intersectadas a través de la historia de evolución prógrada de los terrenos metamórficos de alto grado (Fig. 2.1.3-3; Maldonado-Villanueva, 2011).

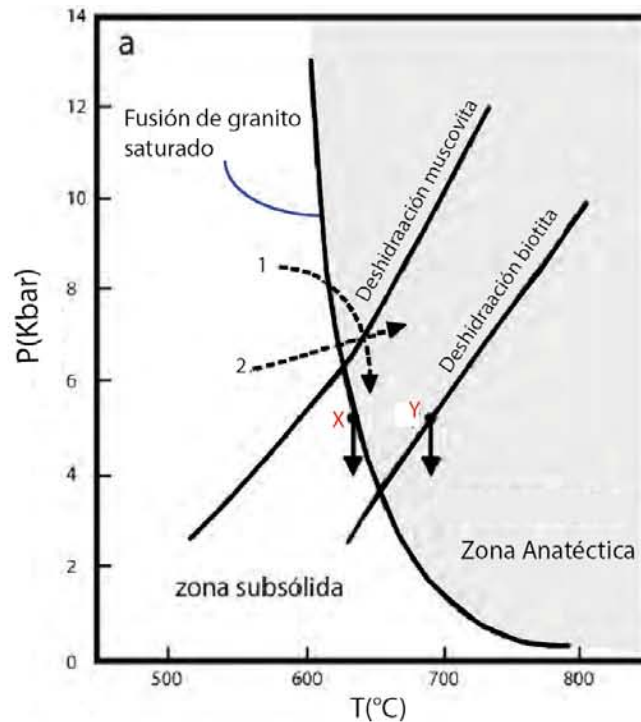


Figura 2.1.3-3 Diagrama P-T que representa las condiciones a las que tiene lugar la fusión parcial de los granitos. Modificado de Maldonado-Villanueva (2011) y referencias citadas.

En la Figura 2.1.3-3 se muestra un diagrama P-T simplificado de las reacciones de fusión obtenidas experimentalmente (a partir de Thompson, 1982). En el diagrama se presentan las curvas univariantes relacionadas a las reacciones de fusión parcial. La zona donde existe y es estable el fundido anatéctico está por encima de la curva de fusión parcial para un granito saturado en agua. En esa área la generación de fundido silicatado predomina en mayor o menor cantidad dependiendo directamente de la composición de las rocas en la corteza (Brown, 2002). Así mismo, en la Figura 2.1.3-3 se observa que la pendiente de la curva de fusión del granito es negativa, si se toma en cuenta el punto X que representa una roca parcialmente fundida, al pasar a niveles corticales menos profundos, es decir cuando la presión disminuye, ingresaría a la zona de subsolidus y como resultado el fundido cristalizaría. De lo anterior deriva por qué las reacciones de fusión saturada en agua normalmente no originan grandes volúmenes de granitos en niveles corticales someros. Para el caso del punto Y, refleja una roca que experimentó fusión no saturada en agua, la cual podría aumentar la presión sin generar una cristalización completa del neosoma. Esto indica

que las reacciones de fusión-deshidratación juegan un papel importante para el origen de masas graníticas de gran tamaño.

Cuando en el sistema existe más de una fase hidratada, por ejemplo moscovita+biotita o biotita+anfíbol, el proceso de fusión parcial ocurrirá de forma secuencial o a través de la deshidratación simultánea y continua de las fases presentes dentro de condiciones P-T multivariantes (Patiño-Douce y Johntson, 1991; Vielzeuf y Schmidt, 2001). Como resultado, habrá una composición química del fundido distinta dependiendo de la etapa en la que fue generado (Patiño-Douce y Johntson, 1991; Carrington y Harley, 1995; Maldonado-Villanueva, 2011 y referencias citadas).

La característica principal de los eventos de deshidratación-fusión es que son reacciones incongruentes, donde un fundido silicatado está relacionado a su vez con productos sólidos tardíos denominados minerales peritéticos, tales como granate, cordierita, clino- y ortopiroxeno (Maldonado-Villanueva, 2011). La cantidad de fundido formado dependerá del tipo de roca, las condiciones de presión y temperatura, la presencia y composición de minerales hidratados (Clemens y Vielzeuf, 1987) y de la solubilidad del agua en el líquido neoformado (Maldonado-Villanueva, 2011 y referencias citadas).

2.2 Marco geológico regional

2.2.1 Contexto geológico regional del Complejo Ayú

El Complejo Ayú se localiza al sur de México y pertenece al terreno tectonoestratigráfico Mixteca (Fig. 2.2.-1). El área de estudio se encuentra en la Sierra Madre del Sur, la cual ha sido dividida en diferentes terrenos tectonoestratigráficos basados en características petrológicas, estructurales y temporales, así como en el basamento para cada uno de estos terrenos, pues presentan eventos metamórficos y temporalidades distintas. Los terrenos geológicos que componen a la Sierra Madre del Sur son Guerrero, Mixteca, Oaxaca y Xolapa (Campa y Coney, 1983). Los terrenos con basamentos más antiguos son el Oaxaqueño con edades proterozoicas y el Mixteca con edades del Paleozoico temprano. Por el contrario, el Terreno Guerrero presenta edades más jóvenes del Mesozoico tardío (Ortega-Gutiérrez, 1981).

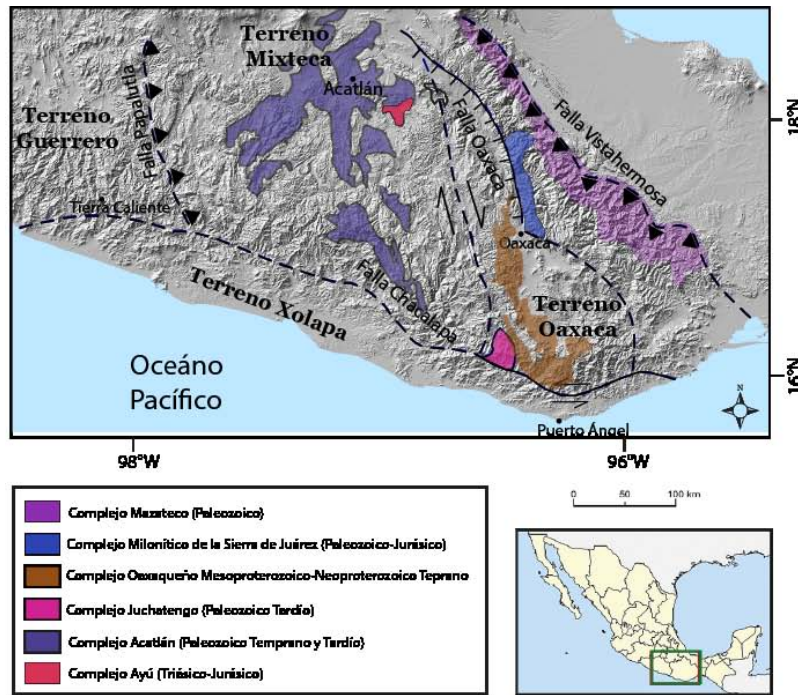


Figura 2.2.1-1 Mapa de los terrenos sur de México, se observa la distribución de sus basamentos y las estructuras tectónicas que los delimitan. Modificado de Ortega-Gutiérrez (2018).

El estudio y entendimiento de los basamentos cristalinos más antiguos de México, es clave para conocer las características paleogeográficas y la participación de los terrenos mexicanos durante la formación o disgregación de los principales supercontinentes a través de la historia geológica global.

2.2.2 Terreno Mixteca

El terreno Mixteca se localiza en la parte central de la Sierra Madre del Sur, al oriente se encuentra limitado por la zona de falla de “Caltepec” con el Terreno Oaxaca (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002), al sur por las fallas La Venta y Chacalapa (Solari, *et al.*, 2007; Tolson, 2007) que lo yuxtaponen con el Complejo Xolapa, y al oeste el Terreno Mixteca cabalga sobre el Terreno Guerrero, por medio de la Falla de Papalutla (Centeno-García *et al.*, 2008; Ramos-Arias y Keppie, 2011; Kirsch *et al.*, 2012 y referencias citadas). Al norte el terreno Mixteca está cubierto discordantemente por rocas volcánicas mesozoicas y la Faja Volcánica Trans-Mexicana de edad Cenozoica (Ferrari, *et al.*, 1999; Kirsch *et al.*, 2012 y referencias citadas). El basamento de este terreno tectonoestratigráfico está compuesto por el Complejo Acatlán (CA) de edad Paleozoica y el Complejo Ayú de edad Triásico-Jurásico.

Con base en la edad y naturaleza de los principales ciclos geotectónicos, el Complejo Acatlán se divide de la siguiente forma (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018): 1) “Unidades tectonoestratigráficas de rift/subducción que abarca formaciones litosféricas continentales” y oceánicas que fueron subducidas a grandes profundidades, las formaciones constituyen un paquete exhumado de presiones altas a muy altas y temperaturas bajas a altas, las cuales probablemente viajaron decenas de kilómetros hacia el oeste por un proceso de colisión continental. Posteriormente, las rocas fueron exhumadas a lo largo de un sistema conjugado de separación de fallas inversas y normales (Keppie *et al.*, 2010). 2) “Unidades

tectonoestratigráficas supracontinentales pre-orogénicas las cuales conforman el primer ciclo tectónico de edad Pre-Mississípica” y son los metasedimentos de la Unidad Cosoltepec, la Unidad Ofiolítica de presión elevada y Piaxtla-Ixcamilpa y los metasedimentos psammopelíticos relacionados (suite piaxtla), la Unidad El Rodeo relacionada a un arco, compuesta de esquisto verdes y metapsammitas de medio a bajo grado, y los Granitoides Esperanza intercalados con metapelitas y cuerpos máficos eclogíticos (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). 3) “Unidades sinorogénicas supracontinentales del Ordovícico-Silúrico”, de las que destacan principalmente las rocas metasedimentarias y metabasálticas-gabróicas de la Fm. Cosoltepec, la cual representa el 70-80% del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). 4) “Unidades sinorogénicas supracontinentales del Paleozoico Tardío e intrusiones ígneas” que representan al tercer paquete tectonoestratigráfico y que involucra la indicación de la sedimentación de las Formaciones Tecomate y Metzontla durante el Pensilvánico tardío-Pérmico temprano; ambas forman parte de la cubierta depositada discordantemente del Complejo Acatlán. Esta sedimentación está relacionada con el fin de la evolución orogénica del Complejo Acatlán, la cual está representada por un acortamiento cortical general (Ortega-Gutiérrez, 1978) durante inicios del Pérmico (279-270 Ma) afectando a todo el complejo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). Las intrusiones más importantes relacionadas a este ciclo orogénico son los plutones Cozahuico de edad Pérmica (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002) y Totoltepec de edad Carbonífero tardío al Pérmico temprano (Kirsh *et al.*, 2013).

2.3 Complejo Ayú

El Complejo Ayú, inicialmente había sido definido como la parte estructuralmente más profunda del Complejo Acatlán dentro del Grupo Petlalcingo integrado por la Fm. Cosoltepec conformada por cuarcitas y metapelitas intercaladas con anfíbolitas, el Litodema Chazumba formado por una intercalación de esquistos pelíticos y cuarcitas, la Migmatita Magdalena y los intrusivos San Miguel (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), así como los lentes ultramáficos-máficos de Tepejillo y Tultitlán (Ortega-Gutiérrez, 1975; Keppie *et al.*, 2004a). No obstante, Keppie, *et al.* (2006), con el análisis de U-Pb en circones en la Formaciones Cosoltepec y el Litodema Chazumba, así como la Migmatita Magdalena, redefinieron las edades y excluyeron a la Fm. Cosoltepec del Grupo Petlalcingo, ya que tenía fuentes de origen diferente al Litodema Chazumba, la Migmatita Magdalena, los intrusivos San Miguel y a los lentes de Tepejillo y Tultitlán.

Posteriormente, Helbig *et al.* (2012) asignaron nuevas edades de formación y sedimentación para el Grupo Petlalcingo dentro del Mesozoico (Triásico-Jurásico), lo que generó la separación de las unidades en el Complejo Ayú en las rocas metasedimentarias polideformadas denominadas Litodema Chazumba Este Litodema está constituido por un protolito turbidítico intercalado con ortoanfíbolitas con una firma geoquímica de toleítica de arco a MORB. El análisis de U-Pb en los circones detríticos del Litodema Chazumba procedentes de rocas afectadas y no afectadas por la migmatización, reveló que la edad máxima de depósito del protolito turbidítico es del Triásico Tardío-Jurásico Medio (Helbig *et al.*, 2012). Hacia la parte sur del complejo, la secuencia metasedimentaria experimentó un evento de fusión parcial dando origen a la Migmatita Magdalena (171 Ma) y a los Diques San Miguel, un enjambre de intrusiones graníticas, granodioríticas, dioríticas y pegmatitas de edades entre 171-168 Ma, sincrónicos a la migmatización (Fig. 2.2.1-2). El lente Tepejillo está localizado al norte de la migmatita y está definido por 4 cuerpos ultramáficos/máficos de

grano grueso, predominantemente de dunita y gabro que, a su vez, se encuentran cortados por diques de diabasa (Keppie *et al.* 2004a). Finalmente al norte del Complejo Ayú se localiza el cuerpo Tultitlán, conformado por anfibolita masiva y un núcleo de norita metamorfozada, la edad obtenida con U-Pb en circones de una norita fue de 174 ± 1 Ma, interpretada como la edad de intrusión (Keppie *et al.* 2004a).

Ortega-Gutiérrez (1975) propuso historia tectono-térmica para el Complejo Ayú (antes Grupo Petlalcingo) producto de un evento térmico que provocó un levantamiento del relieve y con ello la formación de una estructura dómica en el área, el cual posiblemente tuvo bordes escarpados y experimentó condiciones físicas de 800°C y 5-6 kb hacia su parte central. Keppie *et al.* (2004a) presentaron un estudio sobre un evento tectonotermal posterior al Mesozoico, el cual estaría relacionado a la actividad de un punto caliente sincrónico al rompimiento del supercontinente Pangea, tomando en cuenta el patrón extensional se sugiere un *unroofing* tectónico en respuesta a un levantamiento dómico con un radio de $>100\text{km}$.

Según estos autores el evento tectonotermal involucró intrusiones de magmas tanto félsicos como máficos, migmatización, un evento de deformación polifásica, metamorfismo a presión media y una exhumación rápida; indicando que estos eventos ocurrieron durante un periodo de tiempo corto, de 0-8 Ma entre 175 ± 3 Ma (de la isocrona de Rb/Sr, Yañez *et al.*, 1991) y $171 \text{ Ma} \pm 1$ (edad concordante en circones U/Pb, Keppie *et al.*, 2004).

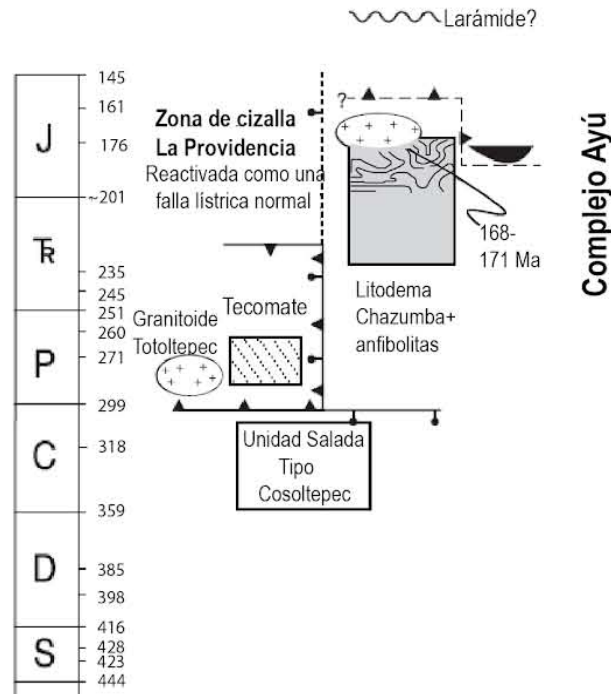


Figura 2.3-1 Columna estratigráfica del Complejo Ayú. Modificada de Helbig *et al.* (2012).

Mediante el análisis de U/Pb en circones presentes en el leucosoma, de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y anfíbol de la anfibolita, pegmatitas y granitos deformados de la Migmatita Magdalena, se

obtuvieron edades entre 171 ± 1 Ma y 150 ± 2 Ma (Keppie *et. al.*, 2004). Como resultado, interpretaron estas edades como la edad de exhumación de la Migmatita Magdalena desde profundidades de 5-6 kb y temperaturas de $730 \pm 30^\circ\text{C}$ a lo largo de la isoterma de 280°C , con una tasa de enfriamiento de $21 \pm 3^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Así, la Migmatita Magdalena habría regresado a la superficie hace 137 Ma, lo cual indica un proceso de exhumación de 19 ± 2 km en 34 Ma, con una tasa de exhumación de 0.6 km/Ma. Finalmente, Keppie *et. al.* (2004) sugirieron que la Migmatita Magdalena es el resultado de la actividad de una pluma relacionada a la apertura del Golfo de México durante la separación del supercontinente Pangea.

Helbig *et al.* (2012, 2013) sugirieron, a partir de datos geoquímicos de rocas metasedimentarias y anfibolíticas, que la Migmatita Magdalena, fue resultado de una actividad magmática en un ambiente de tras-arco, ya que encontraron similitudes geoquímicas con otras rocas máficas al occidente de México, y con las rocas sedimentarias del Abanico Potosino formado en el margen oeste de Pangea, durante el Triásico Temprano/Jurásico Temprano, ya que ambas unidades metasedimentarias (i.e., Litodema Chazumba y Abanico Potosino), presentan procedencia del Complejo Oaxaqueño (Fig. 2.3-2).

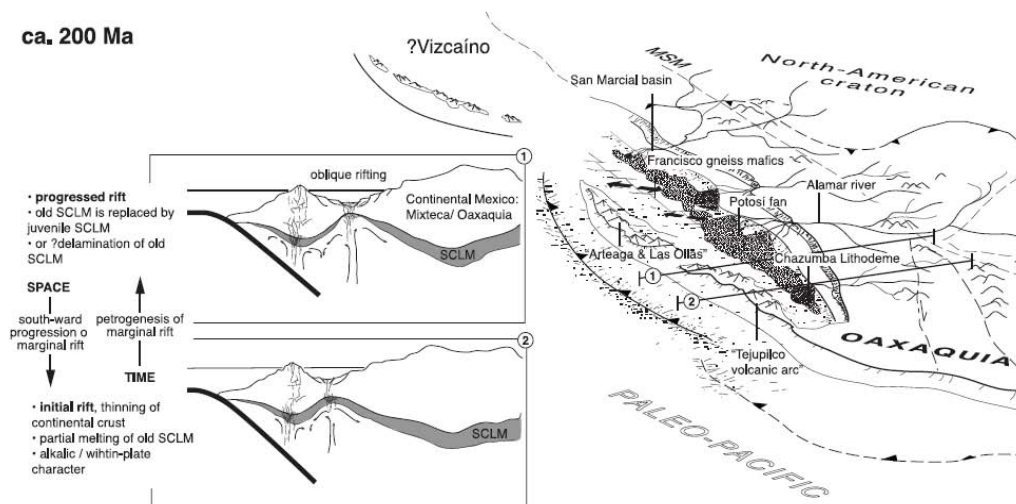


Figura 2.3-2 Modelo tectónico en donde se presenta la correlación paleogeográfica entre el Litodema Chazumba y el Abanico Potosino, así como las secciones geológicas de la evolución del Complejo Ayú en un contexto de trasarco (Helbig *et al.*, 2013).

3. Metodología

La metodología empleada para esta tesis de Licenciatura se fundamenta en dos partes importantes: el trabajo en campo y el trabajo analítico de las muestras recolectadas. Lo anterior con el fin de elaborar el mapa geológico del basamento del área y de llevar a cabo un análisis petrológico y de química mineral detallado, para abordar con estos elementos la discusión sobre la evolución geológica de la Migmatita Magdalena. En la Figura 3-1 se muestra un resumen esquemático de la metodología empleada:

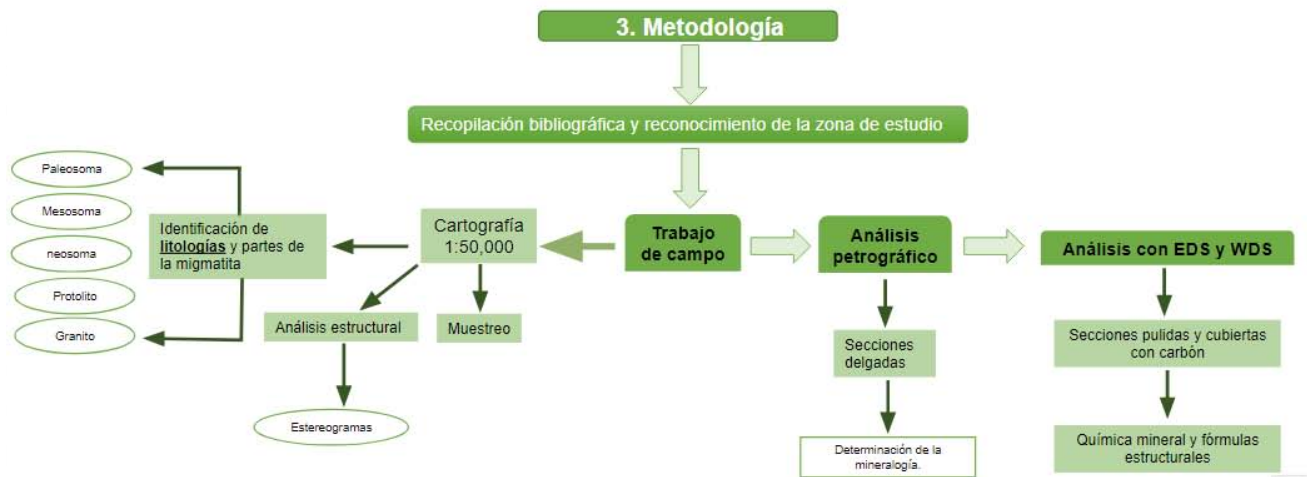


Figura 3-1 Esquema de la metodología utilizada en esta Tesis de Licenciatura.

3.1 Recopilación bibliográfica

Para la obtención de una base teórica y plan de trabajo eficiente acerca de la problemática del tema de tesis se usaron herramientas electrónicas como google escolar y la Biblioteca Digital de la UNAM para tener acceso a materiales bibliográficos. Así como recursos en físico como revistas científicas o libros en la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra, en Ciudad Universitaria.

3.2 Trabajo de campo

El objetivo del trabajo de campo fue el reconocimiento, caracterización y distribución de las litologías que componen a la Migmatita Magdalena incluyendo el estudio de un total de 25 estaciones de muestreo, en donde se colectaron 34 muestras para su análisis petrográfico y de química mineral. Como resultado del trabajo en campo se realizó un mapa geológico a escala 1:50,000 con base en las cartas topográficas de INEGI a escala 1:20,000 con claves e14b84e, e14b84f, e14d14b y e14d14c y a la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano (SGM) Huajuapán de León con clave E14-D14. Además, se utilizaron como base mapas geológicos realizados por diversos autores como Ortega-Gutiérrez (1978), Figueroa-Salguero (2003) y Helbig *et al.* (2012, 2013). Los modelos de elevación (DEM) fueron obtenidos de la página de Earth Explorer del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), y las imágenes satelitales con las que se trabajó fueron obtenidas de Google Earth. Toda la información se procesó en el programa de Sistema de Información Geográfico (SIG) llamado *QGIS* 3.2 (OsGeo, 2018).

Los datos estructurales recolectados en las campañas de campo, como foliaciones, ejes de pliegue, flancos de pliegue, lineaciones minerales y orientación de diques, se midieron siguiendo la regla de la mano derecha, se midió el rumbo y la inclinación. Los datos se analizaron e ilustraron mediante el programa *Georient* en una red estereográfica de áreas iguales (Holcombe, 2019).

3.3 Trabajo de analítico

3.3.1 Análisis Petrográfico

Se elaboraron 53 láminas delgadas de las muestras recolectadas en el trabajo de campo, estas muestras fueron analizadas con microscopio petrográfico de luz transmitida Leica en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El análisis petrográfico tuvo como objeto determinar la mineralogía y las relaciones las relaciones microestructurales-texturales de las diferentes litologías que componen a la Migmatita Magdalena. Se usaron los objetivos 10x y 25x para la determinación de las fases minerales presentes y las microfotografías se realizaron con un teléfono celular.



Figura.3.3.1-1 Microscopio petrográfico Leica, Instituto de Geología, UNAM.

3.3.2 Química mineral

De acuerdo con el análisis petrográfico y la determinación de las paragénesis minerales y relaciones texturales, se seleccionaron las muestras más representativas de cada litología de la zona de estudio. Se pulieron nueve muestras para su estudio mediante Microscopía Electrónica de Barrido (SEM por sus siglas en inglés) con el objetivo de caracterizar semicuantitativamente a fases minerales como anfíbol, mic, cuarzo, silimanita, feldespatos y epidotas. Esto se realizó con un microscopio electrónico de barrido Zeiss, EVO MA10, localizado en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Instituto de Geología (UNAM) equipado con un detector de rayos X Bruker, XFlash 30, las condiciones de análisis fueron $V=15.000$; $Mag=2.33$ kx.

De las nueve muestras pulidas se realizó otra selección, eligiendo las 6 muestras más representativas de las litologías de la migmatita, las cuales se cubrieron con grafito para realizar un análisis cuantitativo de minerales como anfíbol, feldespato, mica, granate y piroxeno con la microsonda electrónica Jeol JXA-8230 perteneciente al Laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica, unidad Michoacán. El análisis cuantitativo tuvo como objeto caracterizar composicionalmente las asociaciones minerales principales y con ello, realizar cálculos estequiométricos para la química mineral de la Migmatita Magdalena. Las condiciones analíticas fueron $kV=15$; 1.0 [A].

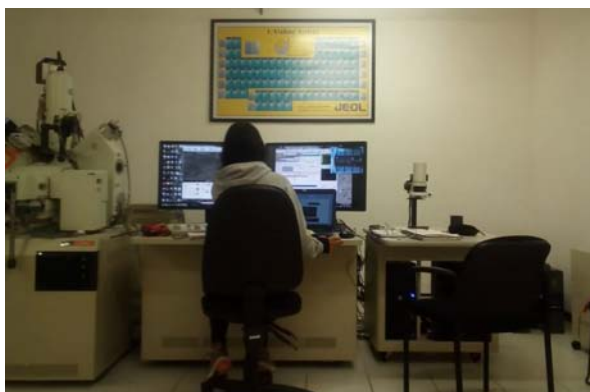


Figura 3.3.2-1 Laboratorio de Microanálisis, Instituto de Geofísica, Unidad Morelia (UNAM).

4. Geología de la Migmatita Magdalena

4.1 Unidades litoestratigráficas

La zona de estudio abarca un área que incluye a los poblados del Rosario Micaltepec hasta Santa María Ayú, y desde Sarabia hasta Santa Cruz Encinal de oeste a este (Fig. 4.1-1). A pesar de que en el área de estudio afloran las unidades principales del Complejo Ayú, esta Tesis de Licenciatura se focalizó en el estudio de la Migmatita Magdalena, los Intrusivos San Miguel y en la zona del contacto gradual entre la Migmatita Magdalena y el Litodema Chazumba. Además, se presenta el mapa geológico (Fig. 4.1-1) con dos secciones estructurales que van de Santa María Ayú a Magdalena Tetaltepec, y otra de Magdalena Tetaltepec a El Rosario Micaltepec (Fig. 4.1-2).

La relación entre la Migmatita Magdalena y el Litodema Chazumba con los Diques San Miguel es de intrusión, en forma de diques o sills con orientaciones variables. El límite entre la Migmatita Magdalena y el Litodema Chazumba (Fig. 4.1-2) es difuso, ya que no se puede observar un contacto claro entre las litologías debido a: 1) la aparición de un esquisto/esquisto-gneis de biotita y moscovita con silimanita, y 2) la presencia del plutón granítico de gran volumen que en algunas zonas se observan grandes bloques de migmatita cerca del Litodema Chazumba (Fig.4.1-2), por lo que el contacto entre la migmatita Magdalena y el esquisto Chazumba es difuso (Fig.4.1-2). El contacto entre la cubierta sedimentaria cenozoica y el resto de las unidades es discordante (Fig. 4.1-2).

Las litologías documentadas en el área de estudio corresponden a paragneises, esquistos micáceos, anfíbolitas, cuerpos graníticos y gneises-esquistos de biotita y moscovita. Las cuales muestran a macro escala un aumento del grado de migmatización aumenta hacia la zona sur del área. Esta característica, observada en campo, es relevante para la clasificación morfológica de la migmatita, la cual se basa en la cantidad de leucosoma presente (Fig.

2.1.3-2), i.e., a mayor cantidad de leucosoma, meayor fue la fusión de la roca. Así, las migmatitas con baja cantidad de leucosoma y predominancia de paleosoma que preservan las estructuras pre-migmatización se denominan *metatexitas*. Por otro lado, las migmatitas donde predomina el leucosoma se denominan como *diatexitas*. Es importante destacar que esta clasificación no indica sobre el proceso de formación de la migmatita (cf. *Sawyer, 2008*).

Mapa geológico de la Migmatita Magdalena.

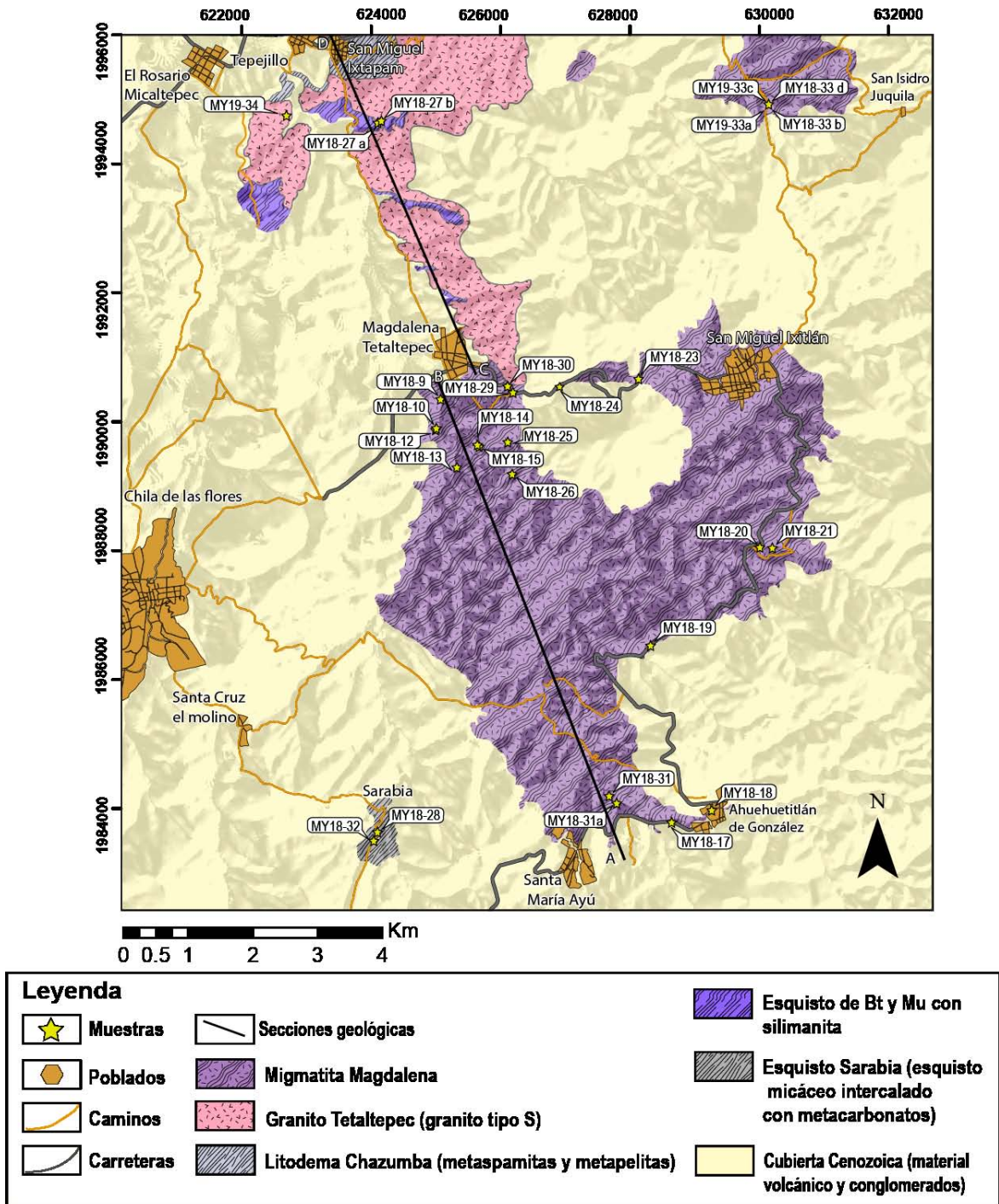
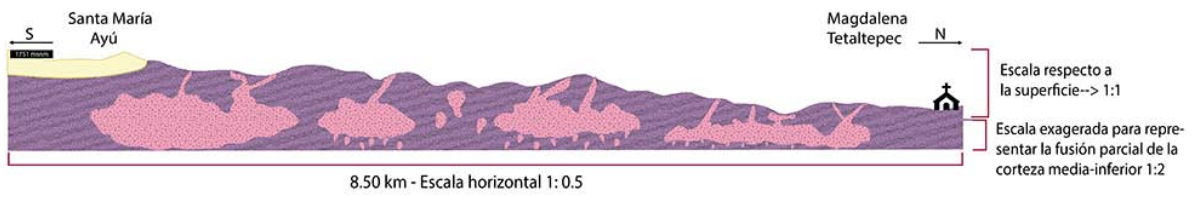


Figura 4.1-1 Mapa geológico de la Migmatita Magdalena, se observan los puntos geográficos de las muestras tomadas en campo.

Sección A-B



Sección C-D

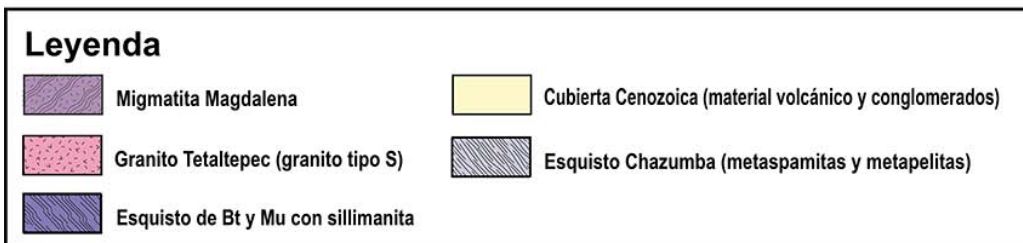
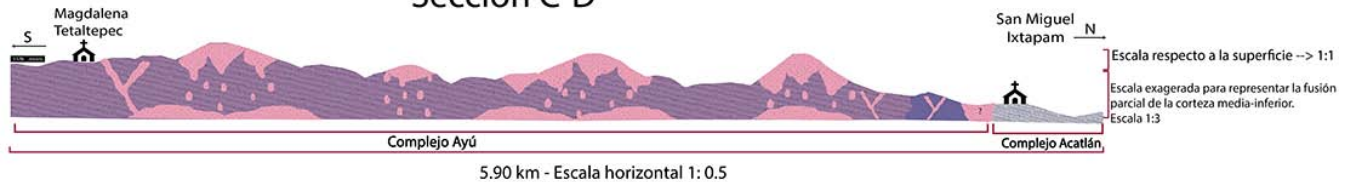


Figura 4.1-2 Secciones geológicas de la Migmatita Magdalena donde se muestran las relaciones de corte e intrusión con el resto de unidades del Complejo Ayú. La orientación de las secciones se muestran en la Figura 4.1-1.

4.2 Litologías y afloramientos

4.2.1 Intrusivos San Miguel

Las unidades litológicas estratigráficamente superiores del Complejo Ayú están cortadas por cuerpos graníticos de gran volumen (Fig.4.2.1-1) que tienen una composición granítica con biotita y ocasional mica blanca y granate (Fig. 4.1-1 muestras MY18-5, MY18-6, MY18-15a, MY18-17, MY18-19, MY18-20b, MY18-21d', MY18-22b, MY18-24a, MY18-25 y MY18-27b); estos cuerpos plutónicos intrusionan paralelamente a la foliación o bandeamiento y, en ocasiones, cortan perpendicularmente o de forma oblicua a la foliación; también aparecen como bolsadas. Algunas intrusiones presentan foliación magmática. Son de textura variable que va desde fanerítica de grano grueso-medio hasta aplítica. A su vez estos cuerpos están cortados por vetas pegmatíticas de cuarzo, feldespato y mica blanca. Rara vez se observa deformación tectónica, pero algunos presentan fracturamiento frágil. Una característica repetitiva es que el tamaño de grano aumenta desde el centro de la intrusión hacia la parte externa y, en ocasiones, se observa pegmatitas en el contacto con la roca encajonante.



Figura 4.2.1-1 Imagen de campo de los Intrusivos San Miguel.

Estos cuerpos plutónicos afloran principalmente en la zona norte del área de estudio, tienen una extensión que va de decenas de metros hasta decenas kilómetros y generan topografía positiva (i.e. cerros, Fig. 4.1-2).

4.2.2 Esquisto micáceo

En la parte norte del área de estudio aflora un esquisto masivo de textura grano-lepidoblástica compuesto de cuarzo, feldespato y biotita con silimanita (Fig. 4.1-1 muestras MY18-8, MY18-27a y MY19-34). El esquisto está comúnmente cortado por vetillas leucocráticas de cuarzo y feldespato de grano grueso a pegmatítico que, en ocasiones, muestran deformación y forman pliegues. Las vetas cortan sub-paralelamente a la foliación o en diferentes direcciones oblicuas. En algunas partes del esquisto la foliación es menos penetrante, desarrollando una textura masiva o ligeramente bandeada. Hacia la parte sur del área de estudio se observa una mayor acumulación de vetas leucocráticas dentro del esquisto, otorgándole una apariencia gnéssica. Además, el esquisto puede contener intrusivos graníticos con xenolitos de migmatita (Fig. 4.2.2-1).



Figura 4.2.2-1 Imagen de campo del Intrusivo granítico que corta al esquistó micáceo y tiene bloques de xenolitos de la Migmatita Magdalena (M), se observa un leucosoma fuente (Lf). Algunos minerales del granito son pegmatíticos (flechas naranjas).

En la parte sur de la región donde aflora el esquistó micáceo se observa al esquistó en contacto con una litología parecida pero con mayor cantidad de vetas, lo cual le otorga una apariencia más gnéisica o de migmatita metatexítica estromática incipiente. El afloramiento más completo del esquistó micáceo se localiza en una barranca que conecta con la carretera que va de Magdalena Tetaltepec al poblado de San Miguel Ixtapan (Fig. 4.1-1). En la zona oriente de esta barranca aflora el esquistó, pero hacia la parte poniente la cantidad de vetas aumenta considerablemente (fig. 4.2.2-2a). Por todo esto, se propone un contacto transicional entre la Migmatita Magdalena y el esquistó (fig. 4.2.2-2b) que, eventualmente, hacia el norte se convierte en el Litodema Chazumba.

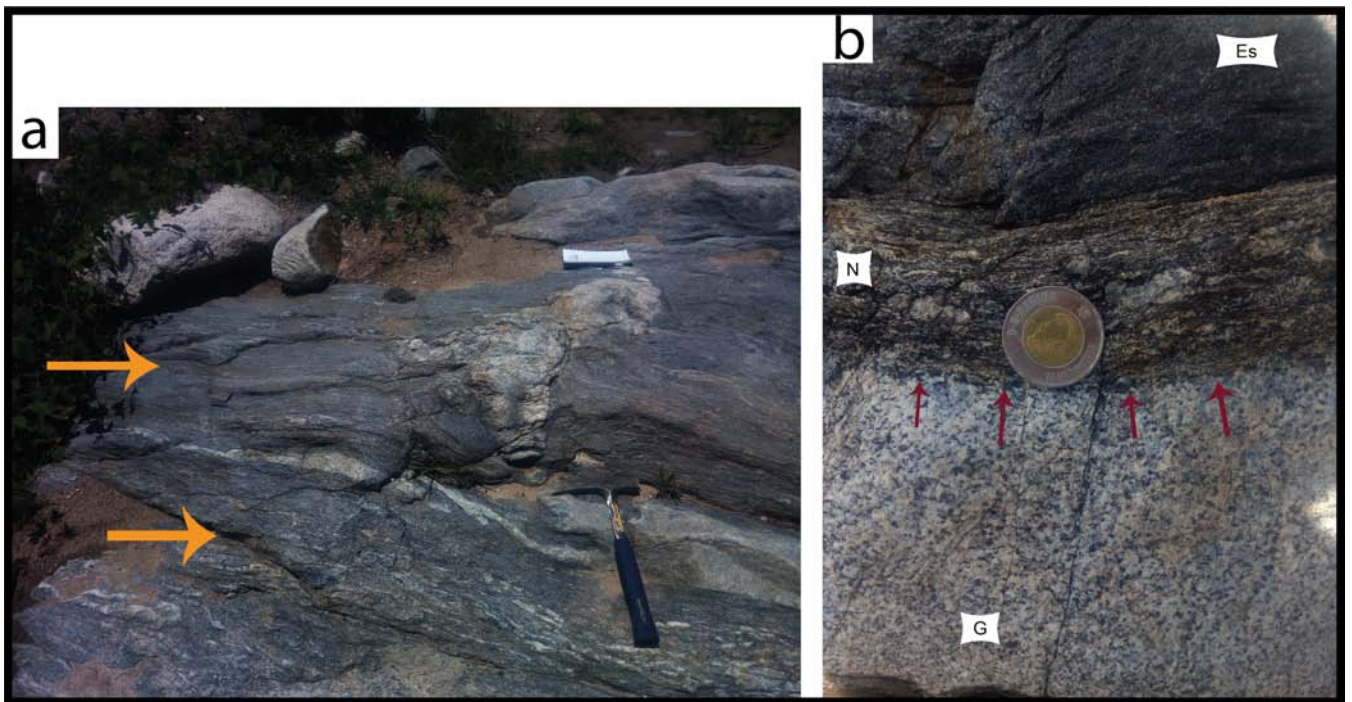


Figura 4.2.2-2 Imagen de campo del Esquistó de biotita y moscovita, a) se observa la transición entre el esquistó empobrecido de vetas intrusivas y el aumento de las mismas hacia la parte inferior de la imagen. b) La segunda imagen es un acercamiento al contacto transicional entre el esquistó micáceo y la Migmatita Magdalena.

4.2.3 Migmatita

En el trabajo de campo se observaron diferentes tipos de migmatitas con respecto a la clasificación de morfología propuesta por Sawyer (2008) (Fig. 2.1.3-2) ; no obstante, el tipo de migmatita que predomina es la estromática.

Las migmatitas que se estudiaron con mayor detalle proceden de un barranco localizado entre los poblados de Ahuehuetitlán de González y San Miguel Ixtlán (Fig. 4.1-1 Mapa del área de estudio). En él se identificaron metatexitas estromáticas, zonas de transición de metatexitas a

diatexitas, diatexitas *schollen*, diatexitas *schlieric*, estructura en red, y dilatación, hasta una zona en donde la acumulación de leucosoma predomina sobre las otras partes.

La terminología para describir a las migmatitas es amplia y se define en el Anexo I del presente trabajo.

Metatexitas de la Migmatita Magdalena

Las metatexitas del área de estudio presentan foliación y predominan las mesocráticas, las cuales presentan variaciones en su tamaño de grano, diferencias en la proporción de las partes de la migmatita y su morfología, donde predominan la estromática y, en menor proporción, metatexitas de estructura en parche, red y dilatación. Estas metatexitas afloran a lo largo del Río Petlalcingo y sus afluentes, en los poblados de Magdalena Tetaltepec, San Miguel Ixitlán, Santa Cruz Encinal y Ahuehuetitlán de González (Fig. 4.1-1).

Metatexitas en parche

Los afloramientos de metatexitas en parche son escasos. En un afloramiento se observó que el parche se presenta localmente dentro de una litología clasificada como paleosoma que, a su vez, está en contacto transicional con una metatexitita estromática que presenta ligeros plegamientos en su estructura. La transición entre la metatexitita estromática y el paleosoma está marcada por un incremento de bandas leucocráticas delgadas y subparalelas a la foliación, así como de bandas melanocráticas y mesocráticas con un tamaño de grano mayor que el del paleosoma (Fig. 4.2.3-1a). Las metatexitas en parche son rocas foliadas, mesocráticas y el paleosoma predomina. Se observaron dos diferencias principales en el afloramiento, una zona de la metatexitita en parche en la cual el neosoma no estaba segregado y otra donde ya presentaba segregación.

En la zona sin segregación, el neosoma es mesocrático (tipo nebulítico) con textura granoblástica, se compone de 45% biotita de tamaño de grano medio a grueso y euédrica, 35% plagioclasa con tamaño de grano medio a grueso y subédrica, y 20% cuarzo con tamaño de grano medio y anédrico. Esporádicamente aparecen agregados de leucosoma compuesto de cuarzo y feldespato (Fig.4.2.3-1b).

En la zona con segregación, la parte leucocrática del neosoma presentaba formas lobuladas y estaba separada del melanosoma y el mesosoma, las características de las partes que componen el neosoma son leucosoma (60%), se presenta como bolsadas de textura granoblástica, en ocasiones, alargados y siguen a la foliación del paleosoma, se compone de plagioclasa de tamaño medio a grueso y subédrica (80%) y cuarzo tamaño medio a grueso y anédrico (20%); el melanosoma rodea al leucosoma en forma de manchones, presenta foliación, se compone de biotita tamaño medio a grueso y euédrica (70%) y plagioclasa tamaño medio a grueso subédrica (30%); y el paleosoma es mesocrático con textura gnésica-granoblástica, se compone de biotita tamaño medio a grueso y euédrica (45%), plagioclasa tamaño medio a grueso y subédrica (35%) y cuarzo tamaño medio y anédrico (30%) (Fig.4.2.3-1b). Algunas partes en donde existe segregación del neosoma, el leucosoma presentaba un tamaño de grano mayor y la presencia de material melanocrático aumentaba a un 25% y el leucocrático disminuye a un 55% y el mesocrático presentaba una proporción de 20%. En esta zona de la metatexitita se documentó la aparición del mineral ortoclasa. (Fig.4.2.3-1b) (Fig. 4.1-1 muestras: MY18-20a, MY18-20a', MY18-20A'', MY18-20a-'').

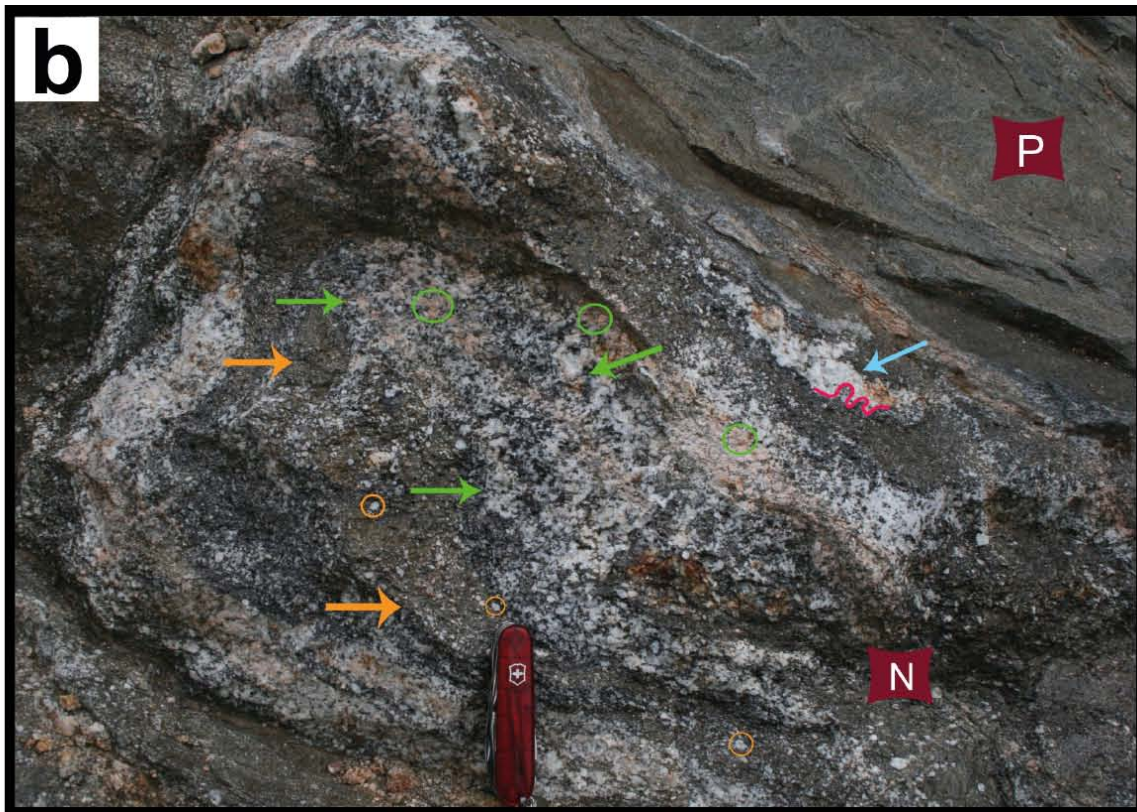


Figura 4.2.3-1 Imágenes de campo de la Metatexita en parche: a) Contacto transicional entre la metatexita en parche (MP) con una estromática (ME). La flecha morada muestra el parche de neosoma. b) Detalle del parche de neosoma (N) y el paleosoma (P), donde se observa la parte nebulítica mesocrática (flecha naranja) y los agregados leucocráticos formados (círculo naranja); el neosoma segregado donde predomina el leucosoma con manchones alrededor de melanosoma (flecha azul) con forma lobulada (flecha rosa); y el neosoma que comienza a segregarse (flecha verde), e incluye cristales de ortoclasa (círculo verde).

Metatexitas con estructura en red

Los afloramientos de las metatexitas con estructura en red son muy escasos en el área de estudio, y se distinguen por estar en contacto con el paleosoma. Estas metatexitas presentan una estructura en red incipiente, marcada por leucosomas en vetas rodeados por bordes de biotita que cortan perpendicular o subparalelamente a la foliación (Fig. 4.2.3-2). El leucosoma tiene una composición granítica, con textura fanerítica. El cuarzo y el feldespato son subédricos de tamaño de grano grueso. La roca encajonante es un paleosoma de textura esquistosa con minerales como cuarzo y feldespato anédricos y de tamaño de grano fino, y biotita euédrica de tamaño de grano fino. La otra roca encajonante es un neosoma formado por un 65% de leucosoma (cuarzo anédrico de tamaño medio y feldespato subédrico de tamaño medio) y 35% melanosoma con textura esquistosa donde predomina la biotita euédrica de tamaño fino a medio, plagioclasa y cuarzo de tamaño fino y de formas subédricas. Este neosoma presenta una ligera deformación de sus bandas (Fig. 4.2.3-2).



Figura 4.2.3-2 Imagen de campo de una Metatexita con estructura en red, donde se observa el neosoma (N), el paleosoma (P) y 3 tipos de leucosoma: *in-situ* (Li), en fuente (Lf) y en veta (Lv). Se observan leucosomas en bolsadas que probablemente experimentaron deformación y movimiento syn-tectónico (flechas naranjas).

Metatexitas estromáticas

Se documentaron 3 zonas principales en donde afloran las metatexitas estromáticas de la Migmatita Magdalena, una al sur del área de estudio (poblados de Magdalena Tetaltepec, San Miguel Ixtlán, Santa María Ayú y Ahuehuetlán de González, otra al norte (poblados de San Miguel Ixtapam y Magdalena Tetaltepec) y al nororiente (poblados de San Isidro Juquila y Santa Cruz Encinal) (Fig. 4.1-1).

Las metatexitas estromáticas muestran diferente proporción de las partes migmatíticas y de la cantidad de vetas presentes, así como diferencias en la morfología dependiendo del área. Así, las que afloran en el área norte y sur-noreste muestran una mayor proporción de paleosoma, el cual a su vez tiene una estructura más esquistosa. Por el contrario, las metatexitas estromáticas del área sur y nororiente tienen menor proporción de paleosoma y mayor de neosoma, su estructura es gnéisica y, en ocasiones, presenta una ligera foliación de tipo

grano-lepidoblástica. La principal diferencia entre las metatexitas estromáticas del área sur y nororiente, es que en esta última existen porfidoblastos graníticos que rotaron y formaron estructuras cinemáticas sigma (Fig. 4.2.3-3).

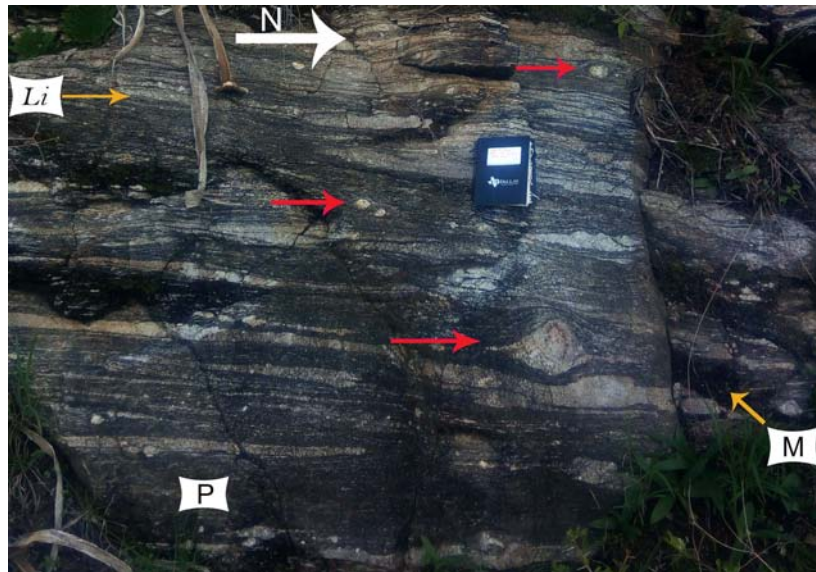


Figura 4.2.3-3 Imagen de campo de una Metatexita estromática de la zona nororiente, las flechas rojas apuntan a los porfidoclastos de feldespato que forman sigmas casi simétricos.

Las metatexitas estromáticas de la zona norte tienen un 65-70% de paleosoma y 35-30% de neosoma. El paleosoma se compone de cuarzo (30%) de tamaño fino y anédrico, feldespato (40%) de tamaño fino a medio y subédrico, y biotita (30%) de tamaño fino y euédrica (Fig. 4.1-1 muestra MY18-27a). El neosoma se compone de un 25% de leucosoma conformado por cuarzo (45%) anédrico y plagioclasa (55%) subédrica ambos de tamaño fino y 10-5% de melanosoma conformado por biotita (80%) de tamaño fino y euédrica, y plagioclasa (20%) subédrica y de tamaño fino. El leucosoma tiene una composición cuarzo(45%)-feldespática(55%), el primer mineral es anédrico y el segundo es euédrico con tamaño de grano de fino a medio, donde el grosor de las bandas varía de 0.8 mm a 3 cm de ancho, y se compone de cuerpos de leucosoma *in-situ* (paralelos al bandeamiento) y en veta. Algunas bandas de leucosoma presentan deformación e incluso plegamiento. Las vetas cortan perpendicular o subparalelamente a la foliación, el tamaño de grano de los minerales presentes en las vetas varía de medio a grueso y algunas tienen bordes de biotita. El melanosoma presenta grosores de las bandas entre 0.5 mm y 1 cm. (fig. 4.2.3-3a).

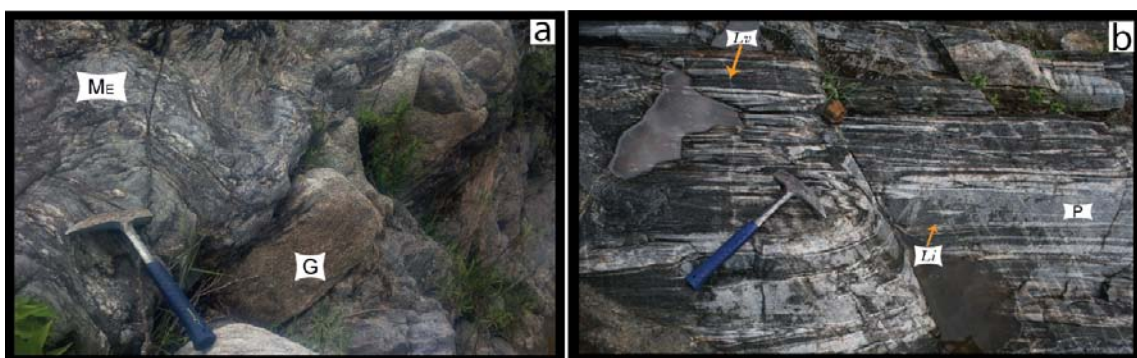


Figura 4.2.3-3 Imágenes de campo de Metatexitas estromáticas a) Afloramiento de la zona norte, metatexita estromática (ME) cortada por un dique granítico (G). b) Afloramiento en la zona sur, metatexita estromática con una alta proporción de paleosoma, el neosoma es escaso y no presenta una segregación marcada de sus componentes; se observaron bandas de leucosoma *in-situ* (Li) y en veta (Lv). El melanosoma se presenta en bandas muy delgadas de biotita, las cuales no se identifican a escala de la fotografía. En la imagen se observa el paleosoma (P).

Este tipo de metatexitas están en contacto transicional con el esquisto de sillimanita en el norte del área de estudio. La principal diferencia entre el paleosoma y la metatexita estromática es el aumento de la cantidad de leucosoma *in-situ* y una deformación marcada de las bandas, indicando la relación de fundido generado con la reología de la roca (el paleosoma no presenta esa deformación). Se infiere que la deformación en la Migmatita Magdalena es de tipo syn-anatética.

Las metatexitas estromáticas de la zona sur y noreste presentan variaciones en el tamaño de grano, que va de medio a grueso, conservan la foliación, y la segregación de melanosoma y leucosoma no es tan marcada. De forma que podemos diferenciar dos tipos de metatexitas estromáticas, las que presentan una segregación baja o incipiente y las que tienen un grado de segregación mayor.

Las metatexitas estromáticas con bajo grado de segregación presentan variaciones en las proporciones de los componentes migmatíticos, ya que existen cambios con respecto al grado de segregación del neosoma formado y la cantidad de paleosoma presente. En estas metatexitas la proporción del paleosoma es elevada entre 50 y 35%, la del leucosoma es del 45-40% y la del melanosoma es entre 5 y 10% (Fig. 4.1-1). El tamaño de grano es menor y se conservan mejor las estructuras pre-anatéticas. El paleosoma se presenta en bandas de 2-20 cm con textura grano-lepidoblástica y se compone de biotita (25%) de tamaño de grano fino y euédrica, feldespato (40%) de tamaño fino y subédrico y cuarzo (35%) de tamaño fino y anédrico (MY18-21a). En cambio, el neosoma está constituido por un 50% de leucosoma con feldespato (55%) de tamaño fino y subédrico y cuarzo (45%) de tamaño fino y anédrico, 40% de una parte mesocrática compuesta por feldespato (40%) de tamaño fino y subédrico, cuarzo (35%) de tamaño fino y anédrico y biotita (25%) de tamaño fino y euédrica, y 10% de melanosoma conformado de biotita (85%) de tamaño fino y euédrica, y feldespato (15%) de tamaño fino y subédrico. El leucosoma es cuarzo(45%)-feldespático(55%), el primer mineral es anédrico y el segundo subédrico, ambos de tamaño fino a medio, y aparece como estromas, bandas paralelas a la foliación o como bolsadas *in-situ*; también se observaron leucosomas en-fuente (i.e. producto de fusión que migró lejos del lugar donde se formó, pero se encuentra cerca de su sitio de origen) y en veta, paralelas, y ocasionalmente, cortan en diferentes direcciones al bandeamiento. El melanosoma se compone por bandas con grosores de 1 cm de biotita (85%) de tamaño fino y euédrica acompañada de feldespato (15%) de tamaño fino y subédrico, algunas bandas de melanosoma con grosores de 0.5mm hasta 5 cm de ancho se componen solamente de biotita (Figs. 4.2.3-3b y 4.2.3-4).

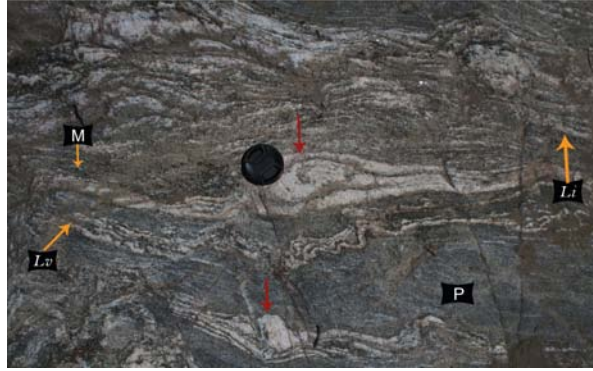


Figura 4.2.3-4 Imagen de campo de una Metatexita estromática en el sur del área de estudio donde predomina el paleosoma sobre el leucosoma *in-situ* (*Li*) y en veta (*Lv*) y melanosoma (*M*), en menor proporción. Las bandas de leucosomas en veta (*Lv*) están deformadas y rotadas (flechas rojas), donde los núcleos son agregados de cristales de feldespatos.

En cambio, las metatexitas estromáticas con mayor grado de segregación comprenden tamaños de grano grueso predominantemente, con una foliación más escasa, y una marcada segregación de las partes de la migmatita como se observa en la figura 4.2.3-5a (Fig. 4.1-1 muestras MY18-24b, MY18-24b', MY18-25c, MY18-26, MY18-29b y MY19-33 b, c y d). La proporción de paleosoma es del 20-30% y la del neosoma es del 70%. El paleosoma se presenta en bandas de 1 a 5 cm de grosor y contiene biotita (35%) de tamaño fino y euédrica, feldespato (35%) de tamaño fino y subédrico, y cuarzo (30%) de tamaño fino y anédrico (Fig. 4.1-1 muestra MY18-25b); en cambio, el neosoma está constituido por un 55% de leucosoma, 25% de una parte mesocrática y 20% de melanosoma, donde el melanosoma se presenta en bandas de biotita (85%) euédrica y de tamaño fino con feldespato (15%) subédrico y de tamaño fino o como bandas delgadas de solo biotita, el grosor de las bandas de melanosoma oscila entre 0.5 mm y 5 cm. La parte mesocrática presenta una estructura gnéisica y se compone de cuarzo (30%) de tamaño fino y anédrico, feldespato (40%) subédrico y de tamaño fino a medio y biotita (30%) euédrica y de tamaño fino, esta parte de la migmatita comprende grosores entre 2 y 8 cm. El leucosoma es cuarzo(45%)-feldespático(55%), ambos minerales presentan tamaños que van de medio a grueso, el cuarzo es anédrico y el feldespato es subédrico. El leucosoma forma estromas o capas paralelas al bandeamiento *in-situ*; también se observaron leucosomas en veta la mayoría de ellos eran paralelos a la foliación y los leucosomas en veta eran paralelos o estaban cortando en diferentes direcciones respecto a la foliación (Fig. 4.2.3-5b y c).

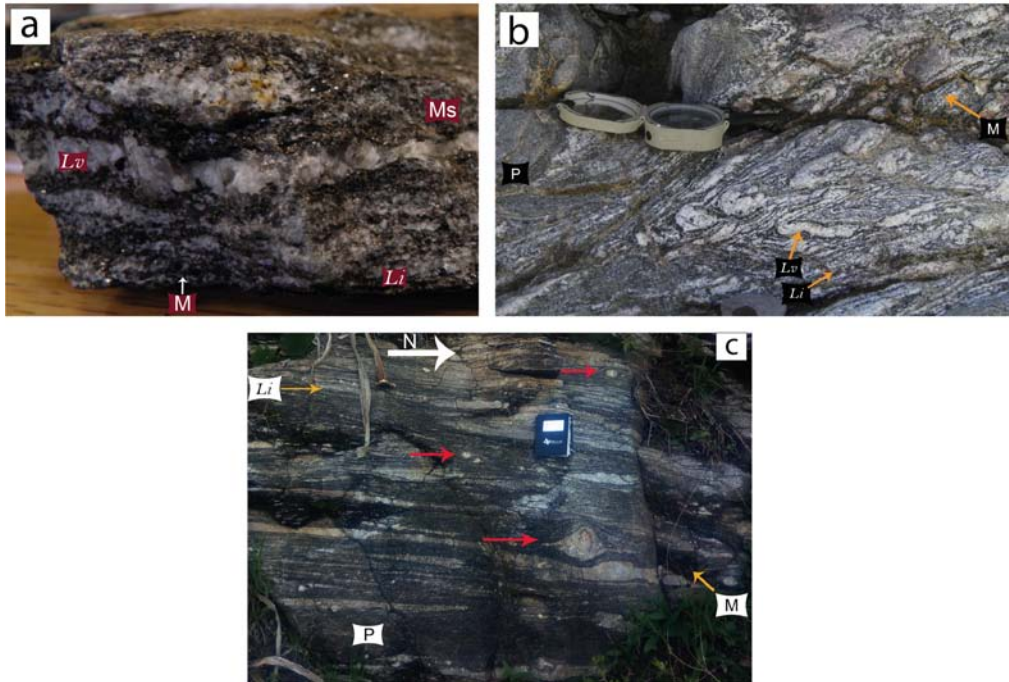


Figura 4.2.3-5 Imágenes de campo de Metatexitas estromáticas a) muestra de la zona sur, donde se puede observar el mesosoma (Ms), bandas de melanosoma (M), leucosoma en veta (Lv) y leucosoma *in situ* (Li). b) Metatexita estromática de la zona sur con menor cantidad de paleosoma (P). c) Metatexita estromática de la zona noreste, donde los porfidoclastos de feldespato forma sigmas simétricos (flechas rojas).

Transición metatexita-diatexita

Se documentó una zona de transición dentro de una barranca en el poblado de Ahuehuetitlán de González que abarca cientos de metros (Fig. 4.1-1). Se observó la metatexita estromática con mayor proporción de paleosoma cambiando a una en donde predominan las bandas de segregación del neosoma y la cantidad de paleosoma disminuye. La metatexita se presenta en red, así como diatexitas *schollen* y *schlieric*. Dentro del afloramiento se observaron zonas de ~3 m de longitud en donde se acumularon cuerpos graníticos.

También se presentan afloramientos de decenas de centímetros hasta un par de metros en donde se observa un contacto transicional entre metatexitas y diatexitas. Se observó una parte de la metatexita con alto porcentaje de paleosoma en contacto con una diatexita masiva. También se documentó un afloramiento donde una metatexita estromática en contacto transicional con una diatexita *schlieric*, esta última la más frecuente (Fig. 4.2.3-6).

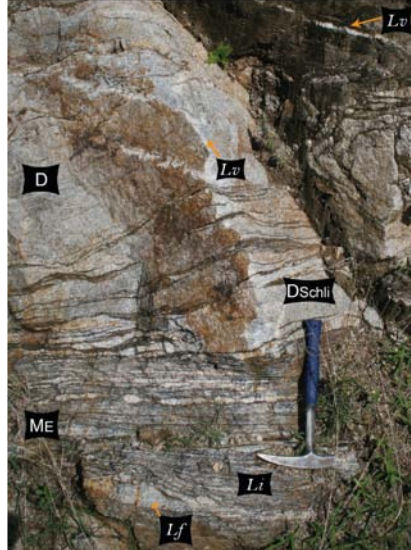


Figura 4.2.3-6 Imagen de campo del contacto transicional de una metatexita estromática a una diatexita *schlieren* (DSchli).

Diatexitas de la Migmatita Magdalena

Las diatexitas de la Migmatita Magdalena afloran en su mayoría en la zona sur, entre los poblados de Magdalena Tetaltepec, Ahuehuetlán de González y Santa María Ayú (Fig. 4.1-1). La característica principal es que son cuerpos en su mayoría leucocráticos, pero también hay mesocráticos. En ocasiones, presentan una ligera foliación magmática. Se documentaron vetas leucocráticas cortando a estos cuerpos en direcciones variadas. Las morfologías observadas en campo son de tipo *schollen*, *schollen* con *schlieric*, *schlieric*, y ocasionalmente masivas.

Diatexitas masivas

Las diatexitas masivas presentan una textura fanerítica con coloraciones grisáceas y blancas, comúnmente se encuentran en contacto con diatexitas *schollen* o *schlieren* y en el cambio es transicional entre ambas. Los minerales primarios son plagioclasa (40%) subédrica y de tamaño de grano medio, cuarzo (35%) anédrico y de tamaño medio, feldespato potásico (15%) subédrico y de tamaño de grano medio, biotita (10%) euédrica y de tamaño de grano fino, y clorita como mineral secundario. La clorita da una coloración verdosa a algunas biotitas lo cual se observa en muestra de mano (Fig. 4.1-1 muestras: MY18-10, MY18-21c y MY18-21d”).

Las diatexitas están cortadas en diferentes direcciones por vetillas delgadas de composición cuarzo-feldespática. También hay leucosomas en veta de composición cuarzo-feldespática, que presentan grosores de 3-8 cm. La característica principal de las vetas es que son paralelas o subparalelas al bandeamiento que ocasionalmente se conserva en las diatexitas; también presentan rasgos de deformación como plegamientos o sinuosidades. Los tamaños de grano son gruesos a muy gruesos y, en ocasiones, se observan pegmatitas; algunas vetas cuarzo-feldespáticas tienen un cambio gradual en el tamaño de grano, de forma que incrementa del centro hacia la parte externa en contacto con la roca encajonante. Algunas vetas cuarzo-feldespáticas presentan un borde estrecho de material melanocrático,

principalmente biotita o también muestran contactos difusos con la roca encajonante (Fig. 4.2.3-5a).

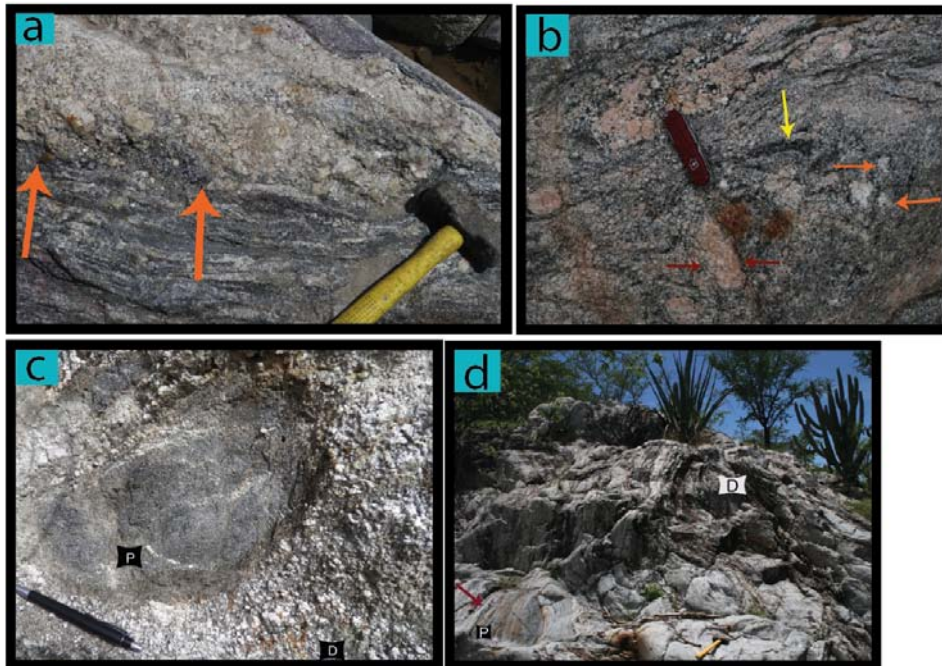


Figura 4.2.3-5 Imágenes de campo de Diatexitas masivas donde se observa que: a) La intrusión leucocrática presenta bordes difusos con el encajonante y el tamaño de grano aumenta desde el centro de la intrusión hacia la parte externa; b) fenocristales de ortoclasa (flecha vino) y plagioclasa (flecha naranja) ambas con textura poiquilítica e inclusiones de biotita, la primera también muestra una textura gráfica. Foliación magmática reflejada en filones de biotita alineados (flecha amarilla); c) enclave de paleosoma (P) en una matriz de diatexita (D); el contacto con la roca encajonante es neto; d) enclave redondeado de paleosoma.

Algunas partes de las diatexitas presentan fenocristales (1-2 cm) euhedrales de plagioclasa con textura poiquilítica con inclusiones de biotita de tamaño fino a medio. En otros afloramientos se observan cristales de ortoclasa de tamaño grueso y euhedrales con textura gráfica o poiquilítica con inclusiones de biotita de tamaño fino a medio. En ocasiones se observa foliación magmática definida por la alineación de biotita y, en menor medida, por cuarzo y feldespato (Fig. 4.2.3-5b).

Algunas diatexitas masivas presentan enclaves redondeados de paleosoma o metatexitas estromáticas (Fig. 4.2.3-5c y d).

Se observaron zonas específicas en donde las diatexitas masivas y las de estructura *schlieric* están en contacto transicional.

Diatexitas schollen

Las diatexitas *schollen*, es decir, migmatitas con una fracción mayor de neosoma y pedazos tabulares de paleosoma o material residual denominados *schollen* o balsas; comúnmente afloran en contacto transicional con metatexitas estromáticas y diatexitas *schlieric*, es decir, migmatitas que desarrollan un bandeamiento composicional de material félsico y máfico (Fig.

4.1-1). También se documentaron afloramientos donde predomina este tipo de diatexitas sin estar asociadas a otras morfologías.

Las balsas o *schollen* están embebidos en matrices de neosoma o paleosoma, presentan tamaños variables, desde 10 cm hasta 1 m y pueden estar constituidos por paleosoma (mayor tamaño) o material residual (menor tamaño). Los primeros presentan formas más redondeadas y, en ocasiones, sigmas de deformación casi simétricos (fig. 4.2.3-6a). Por el contrario, los segundos presentan formas más angulares o rectangulares (fig. 4.2.3-6b).

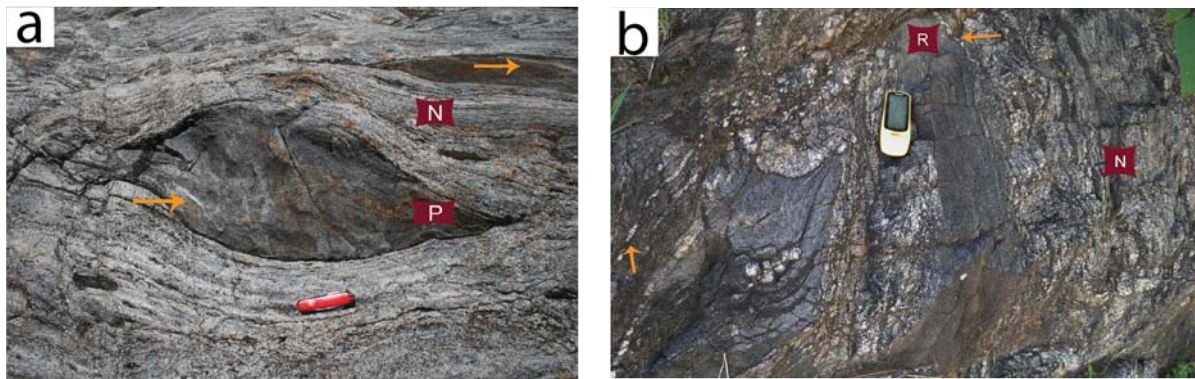


Figura 4.2.3-6 Imágenes de campo de diatexitas *schollen* y *schlieric* a) Balsa de paleosoma con forma sigmoide, se muestran algunas vetillas cuarzo-feldespáticas (flecha naranja). b) Diatexita *schollen*, donde la balsa es de material residual (R) y los *schollen* son angulares o rectangulares, se muestran algunas vetillas cuarzo-feldespáticas (flecha naranja).

Las balsas de paleosoma están compuestas por cuarzo anédrico (35%), plagioclasa subédrica (45%) y biotita euédrica (20%). El tamaño de los cristales es de fino a medio y su estructura es masiva con una foliación incipiente de tipo grano-lepidoblástico. También puede estar cortado por vetillas cuarzo-feldespáticas en diferentes direcciones e incluso paralelas a la foliación (Fig. 4.2.3-7a y b).

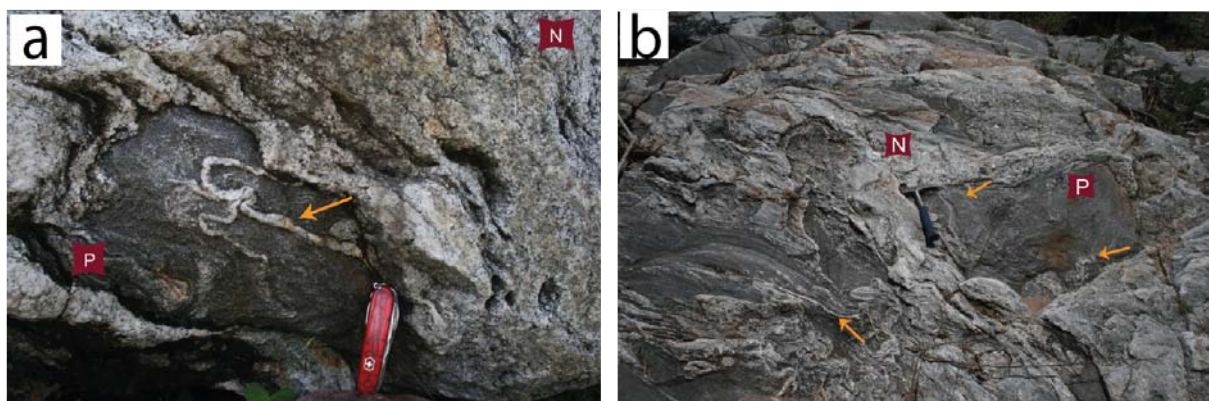


Figura 4.2.3-7 Imágenes de campo de diatexitas a) *Schollen* redondeado de paleosoma (P) en una matriz de neosoma (N). La flecha apunta a una veta leucocrática, se muestran algunas vetillas cuarzo-feldespáticas (flecha naranja) b) *Schollen* de paleosoma en una matriz de neosoma, se muestran algunas vetillas cuarzo-feldespáticas (flecha naranja).

Las balsas de melanosoma están constituidas por anfíbol (35%) euédrico, biotita (30 %) euédrica y feldespato (35%) subédrico, tamaño de grano fino y presentan una ligera foliación.

El neosoma es mesocrático, aunque en algunos afloramientos el material leucocrático predomina y como resultado se observan colores blancos. Está compuesto por plagioclasa (45%) subédrica, cuarzo (30%) anédrico y biotita (25%) euédrica de tamaño grueso y tienen una textura fanerítica. Usualmente presentan una foliación magmática donde los cristales de feldespato y biotita se alinean. En algunos afloramientos se documentó el contacto entre diatexitas *schollen* y diatexitas *schlieric* (Fig. 4.2.3-8), ya que la aparición de filones de biotita se vuelven más frecuentes y disminuyen las balsas presentes. En algunas zonas de la matriz del neosoma que contiene los *schollen* tienen filones de biotita, muy similares a una diatexita *schlieric*.



Figura 4.2.3-8 Imagen de campo del contacto gradual entre diatexitas *schollen* y diatexitas *schlieric*, las balsas son de paleosoma (P), se muestran los *schlieric* de melanosoma (flecha naranja).

Diatexitas schlieric

Los afloramientos de diatexitas *schlieric* presentan coloraciones mesocráticas y en ocasiones predominan las partes leucocráticas, dando tonalidades blanquecinas; la mayoría de estas migmatitas aparecen en la zona sur (Fig. 4.1-1). La mayor parte de estas diatexitas están constituidas por el neosoma y, en algunas zonas, se preserva remanentes del paleosoma en forma de balsas (Fig. 4.2.3-6b) o como bolsadas amorfas y deformadas (Fig.4.2.3-9a).

El neosoma presenta textura fanerítica inequigranular. Su composición es granodiorítica y la parte leucocrática presenta un tamaño de grano mayor, conformado principalmente por plagioclasas con textura poiquilítica; las inclusiones son de biotita. En algunas partes de las diatexitas se documentó un bandeamiento composicional el cual aparece plegado (Fig. 4.2.3-9b). Las bandas leucocráticas tienen tamaños de grano medio-grueso, conformadas de cuarzo (45%), plagioclasa (35%) y biotita (10%) y esporádicamente feldespato potásico. Las plagioclasas presentan inclusiones de biotita. Las bandas mesocráticas se conforman de cuarzo (40%), plagioclasa (35%) y biotita (25%); son equigranulares con tamaño de grano fino-medio. Las bandas melanocráticas presentan una mayor proporción de biotita (60%), cuarzo (30%) y plagioclasa (10%), y su tamaño es de grano fino.

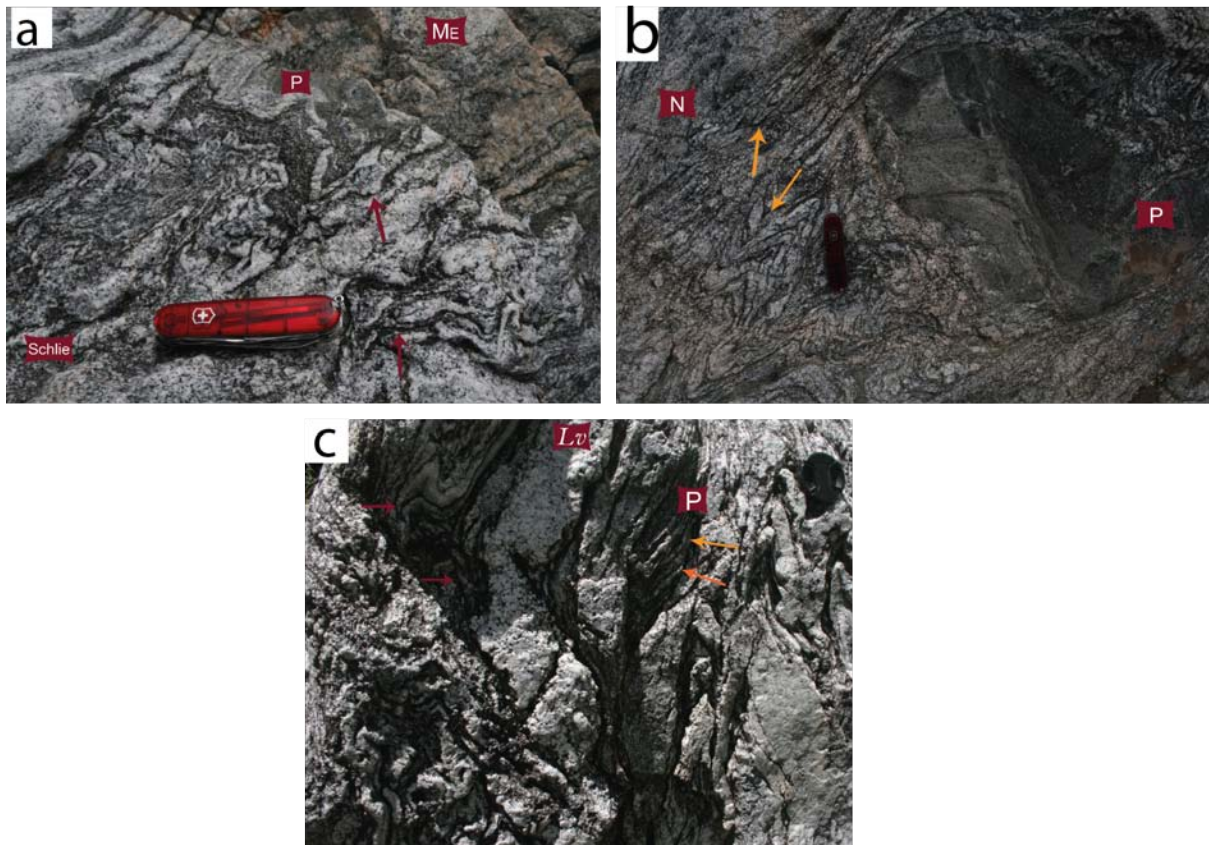


Figura 4.2.3-9 Imágenes de campo de diatexitas schlieric: a) Contacto transicional de metatexita estromática (ME) a diatexita *schlieric* (Schlie). Se observan partes del paleosoma en bolsones amorfos (P). Se muestran los *schlieric* del melanosoma (flecha morada); b) diatexita *schlieric* con bandeamiento composicional y plegamiento de las bandas. Se muestran los *schlieric* de biotita (flecha naranja). En la imagen se observa una balsa de paleosoma (P); c) balsa de paleosoma (P), con bolsadas de leucosoma cortando (flechas naranjas); se observan los *schlieric* de melanosoma (flecha morada). La veta leucocrática (Lv) es subparalela a la foliación y presentan tamaño de grano pegmatítico.

El paleosoma tiene tonalidades grisáceas, está constituido por plagioclasa subédrica (40%), cuarzo anédrico (35%) y biotita euédrica (25%), son de grano fino y presenta foliación de tipo grano-lepidoblástica. En algunas el paleosoma está cortado por bolsadas de leucosoma (Fig. 4.2.3-9c).

Las diatexitas *schlieric* presentan contactos transicionales con metatexitas estromáticas y con diatexitas *schollen* (Fig. 4.2.3-9a). En algunas regiones las diatexitas *schlieric* está cortadas por vetas subparalelas al bandeamiento o foliación, las cuales están constituidas por cuarzo anédrico (45%) y plagioclasa euédrica (55%) de gran tamaño (pegmatítico) y alrededor se acumulan filones de melanosoma (Fig. 4.2.3-9c).

Diatexitas con partes residuales

Se documentaron tres afloramientos donde se observa un granito, y fases residuales de composición máfica (Fig. 4.1-1). Las rocas con las que se encuentra en contacto varían dependiendo el afloramiento: i) contacto entrelazado entre la diatexita y el paleosoma (Fig.

4.2.3-10a y b); ii) contacto transicional entre la diatexita y una metatexita estromática, cambia gradualmente a una zona con neosoma no segregado y a los núcleos máficos residuales (Fig. 4.2.3-10c); iii) agregados máficos están embebidos en una matriz granodiorítica (Fig. 4.2.3-10d).



Figura 4.2.3-10 Imágenes de campo de Diatexitas a) Contacto entrelazado entre el paleosoma (flechas rojas) y la diatexita (flechas verdes). b) Afloramiento de diatexita en contacto con el paleosoma, se observan vetas en fuente (*Lf*) que migran de la diatexita al paleosoma; el magma es de composición cuarzo-feldespática. c) Diatexita en contacto con metatexita estromática, los anfíboles predominan en los agregados máficos. d) Diatexita donde el magma es de composición granodiorítica, las flechas naranjas apuntan a los núcleos de piroxenos, las flechas rosas apuntan a los bordes de anfíboles.

En general esta litología contiene una proporción baja de paleosoma compuesto por plagioclasa subédrica (45%), cuarzo anédrico (35%) y biotita euédrica (20%), los minerales tienen un tamaño de grano de fino a medio. El neosoma se compone principalmente de minerales félsicos como feldespato potásico subédrico (40%), cuarzo anédrico (35%) y plagioclasa subhédrica (25%) todos de tamaño grueso-pegmatítico y presenta una textura gráfica (fig. 4.2.3-10b). La parte máfica se compone de agregados de anfíbol de 2 a 8 cm de tamaño (Fig. 4.1-1 muestra MY19-31). Ocasionalmente, estos agregados presentaban núcleos de calcisilicatos compuestos principalmente de piroxeno (fig. 4.2.3-10d), además de que no preservan ninguna estructura pre-anatética.

Anfibolitas y calcisilicatos

Los cuerpos de anfibolita presentan grosores variables que van de 50 cm hasta 15 m, en muestra de mano se definieron como gneises de anfíbol con granate (Fig. 4.1-1 muestras: 1318, 1518a, MY18-1, MY18-12, MY18-13, MY18-14 a y b, MY18-31a) y en menor proporción como gneiss-esquisto de anfíbol con cierto grado de retrogresión (Fig. 4.1-1 muestras: MY18-25a y MY18-26a). Los calcisilicatos se encuentran dentro de una matriz

diatexitica como se mencionó en la sección de “Diatexitas con partes residuales”. Ambas litologías fueron consideradas como posibles partes residuales o paleosomas, y afloran principalmente en la zona sur a lo largo del Río Petlalcingo y sus afluentes en los poblados de Magdalena Tetaltepec y Santa María Ayú (Fig. 4.1-1).

Los gneisses de anfíbol presentan un tamaño de grano fino, un bandeamiento ligero que se observa a nivel afloramiento y son de color negro a gris oscuro. Tienen una foliación de tipo grano-nematoblástica dominada por el anfíbol (fig. 4.2.3-11a). Las bandas máficas se componen de un 80% anfíbol y 20% plagioclasa. Las félsicas se componen de cuarzo (55%) y plagioclasa (45%). En algunos afloramientos se observaron bandas de hasta ca. 15 m de largo, una de ellas con un plegamiento, cuyos ejes del pliegue se inclinan al suroeste (Fig. 4.2.3-11b). Esta litología se encuentra comúnmente en contacto transicional con las metatexitas estromáticas (Fig. 4.2.3-11a).

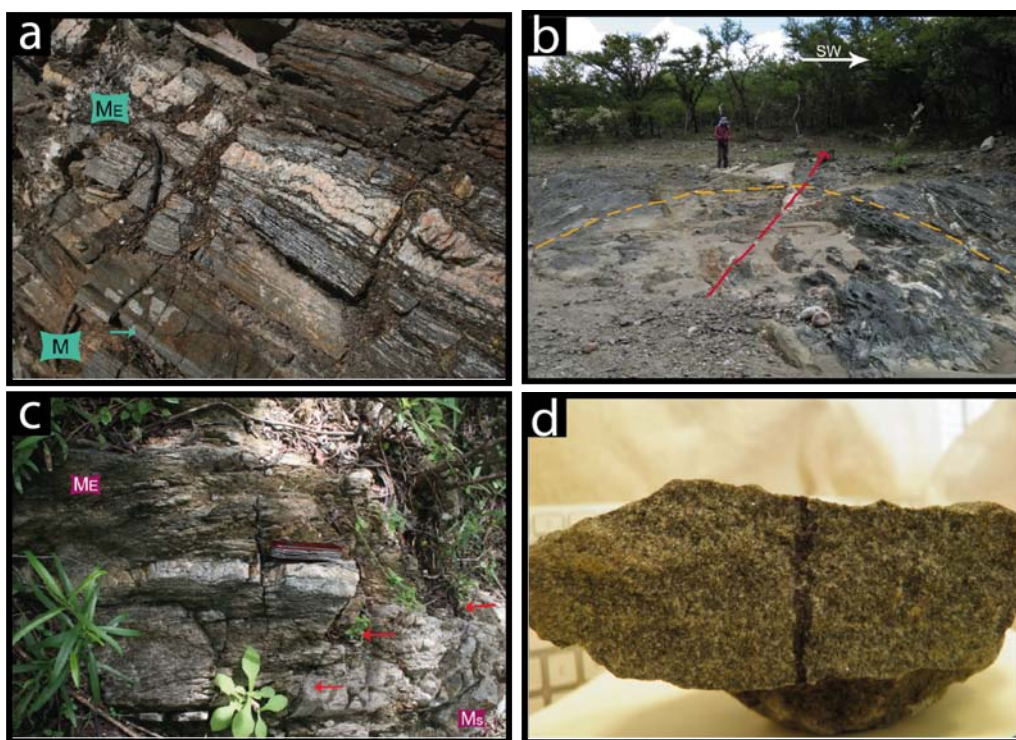


Figura 4.2.3-11 Imágenes de campo de Anfibolitas a) Contacto transicional entre el gneis de anfíbol (M) con metatexitita estromática (ME), se muestra un bandeamiento composicional del gneis (flecha verde). b) Anfibolita plegada (líneas naranjas) hacia el SW (línea roja eje de pliegue). Presenta vetas leucocráticas que cortan en diferentes direcciones. c) Cambio gradual del gneis de anfíbol mesocrático (Ms) con una metatexitita estromática (ME), las flechas apuntan al contacto. d) Gneis de anfíbol mesocrático.

El gneis-esquistos de anfíbol con retrogresión; aflora de manera escasa, presenta una coloración mesocrática grisácea, la cual puede confundirse con el paleosoma, la foliación es de tipo grano-nematoblástica y el bandeamiento se aprecia mejor en muestra de mano (Fig. 4.2.3-11d). Las bandas máficas se componen de un 55% de plagioclasa, 40% de cuarzo y 5% de un mineral máfico probablemente biotita o actinolita. Las bandas máficas presentan cuarzo + feldespato (45%) y actinolita + biotita (55%). Estas rocas están en contacto gradual con las metatexitas estromáticas (Fig. 4.2.3-11c).

Los calcisilicatos son agregados de piroxeno 40-50%, anfíbol (35%), feldespatos (15%), cuarzo (10%) y carbonatos (~5%) de 2 a 8 cm de diámetro, con una textura granoblástica y colores oscuros, lo que le otorga un índice de color melanocrático (Fig. 4.2.3-10d). Los agregados de anfíbol pueden contener núcleos de piroxeno (Fig. 4.2.3-10d).

3.2.4 Esquisto Sarabia.

El esquisto Sarabia es un esquisto de moscovita y, en menor proporción, biotita con mucho cuarzo que aflora en la parte suroeste de la zona de estudio, en la localidad de Sarabia (Fig. 4.1-1), no está cortado por intrusiones graníticas y la dirección de inclinación es al SW (Fig. 4.2.3-12a). Algo a destacar es la cercanía de este esquisto con la zona que presenta más rasgos de fusión parcial, ya que se encuentra a aproximadamente a 2 km de la parte de la migmatita en los poblados de Ayú y Ahuehuetitlán de González (Fig. 4.1-1). El esquisto presentan una foliación penetrante y se compone por calcita euédrica (52%) de tamaño grueso, mica blanca euédrica (20%) de tamaño medio, cuarzo subédrico (15%) de tamaño medio, biotita euédrica (6%) de tamaño medio y plagioclasa subédrica (3%) de tamaño medio. Se observaron bandas de moscovita y biotita plegadas (Fig. 4.2.3-12b).



Figura 4.2.3-12 Imagen de campo del Esquisto Sarabia: a) afloramiento en campo y b) muestra de mano.

5. Análisis estructural de la Migmatita Magdalena

En este capítulo se presenta el análisis de las estructuras observadas en el área de estudio. Para dicho análisis, la zona estudiada se dividió en tres partes en base a sus características estructurales. Los datos se presentan con la nomenclatura de rumbo/inclinación, el rumbo fue tomado en base a la regla de la mano derecha.

Mapa geológico de la Migmatita Magdalena.

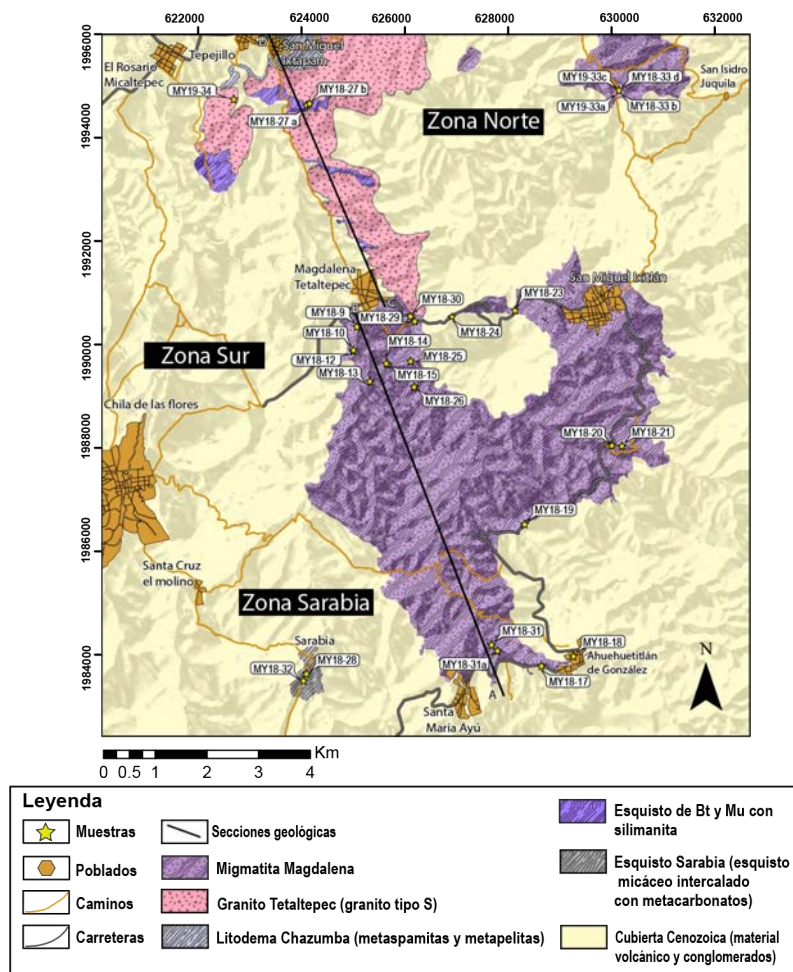


Figura 5-1 mapa geológico donde se muestran las zonas en las que se dividió el área de estudio.

5.1 Zona norte

La foliación de la Migmatita Magdalena en la zona norte “SN” (Fig. 5.1-1) es penetrativa en los gneises y esquistos de micas, la cual puede prevalecer o no a escala microscópica si se compara con la mesoescala o a nivel de afloramiento. La foliación tiene un rumbo dominante NE-SW se inclina con un ángulo preponderante de 28° hacia el NW (Fig. 5.1-2).

Mapa geológico de la Migmatita Magdalena: zona norte.

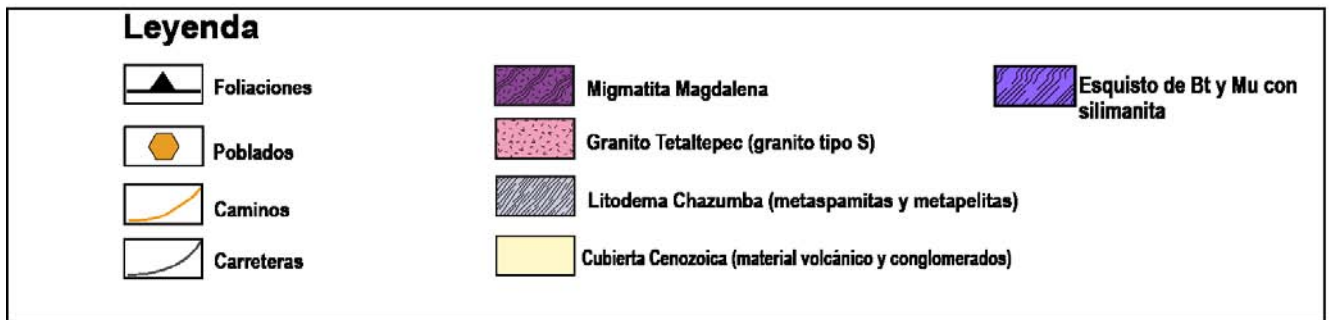
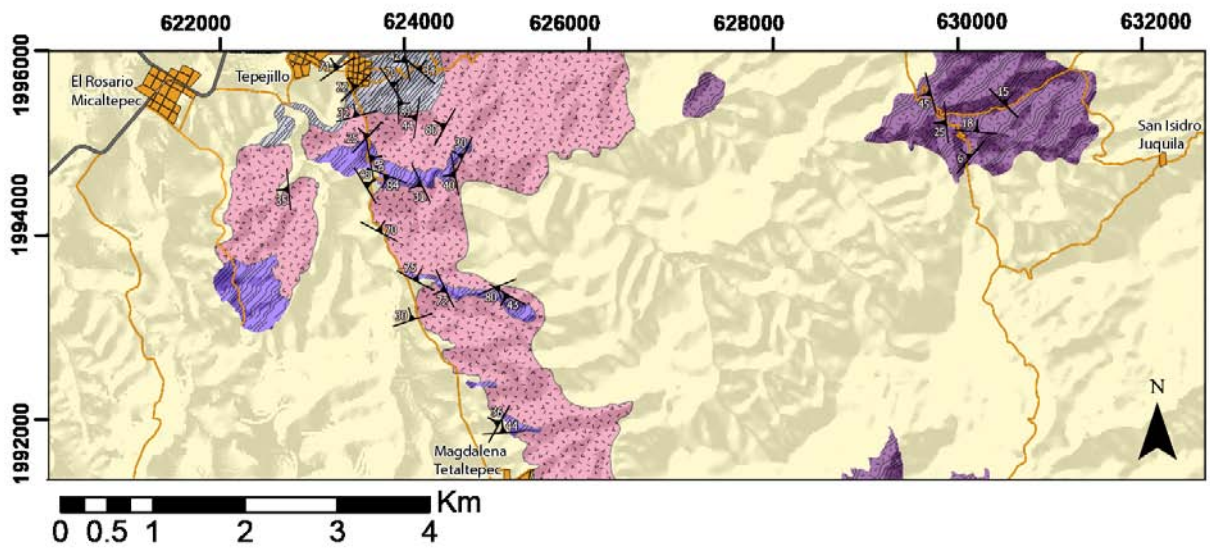


Figura 5.1-1 Mapa geológico de la zona norte de la Migmatita Magdalena, donde se presentan las foliaciones dominantes en el área.

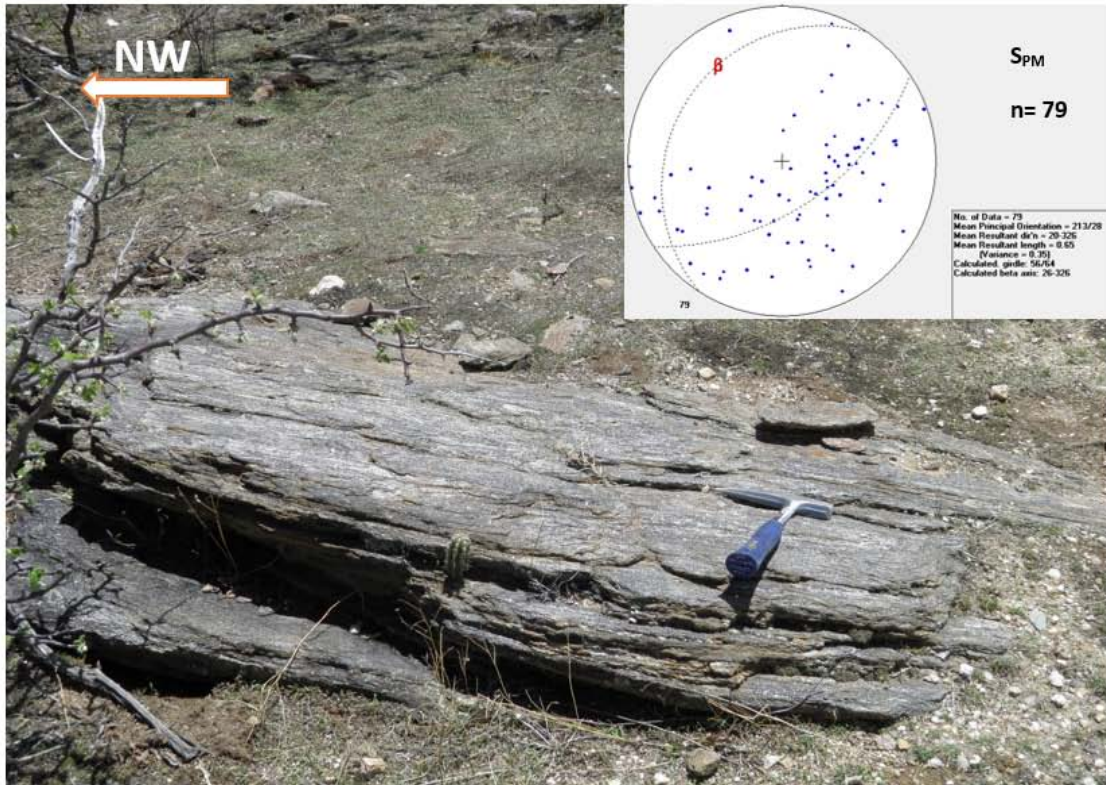


Figura 5.1-2 Imagen en campo de la foliación en un gneis de biotita de la zona norte de la Migmatita Magdalena (SN). En la parte superior derecha se muestra el estereograma de los polos de las foliaciones medidas en el campo (rumbo/inclinación).

Las intrusiones graníticas tienen un rumbo SE-NW, los echados son casi verticales en promedio 85° y se inclinan en varias direcciones (figura 5.1-3 y 4).



Figura 5.1-3 Imagen en campo de una intrusión granítica inclinada en un gneis de biotita.

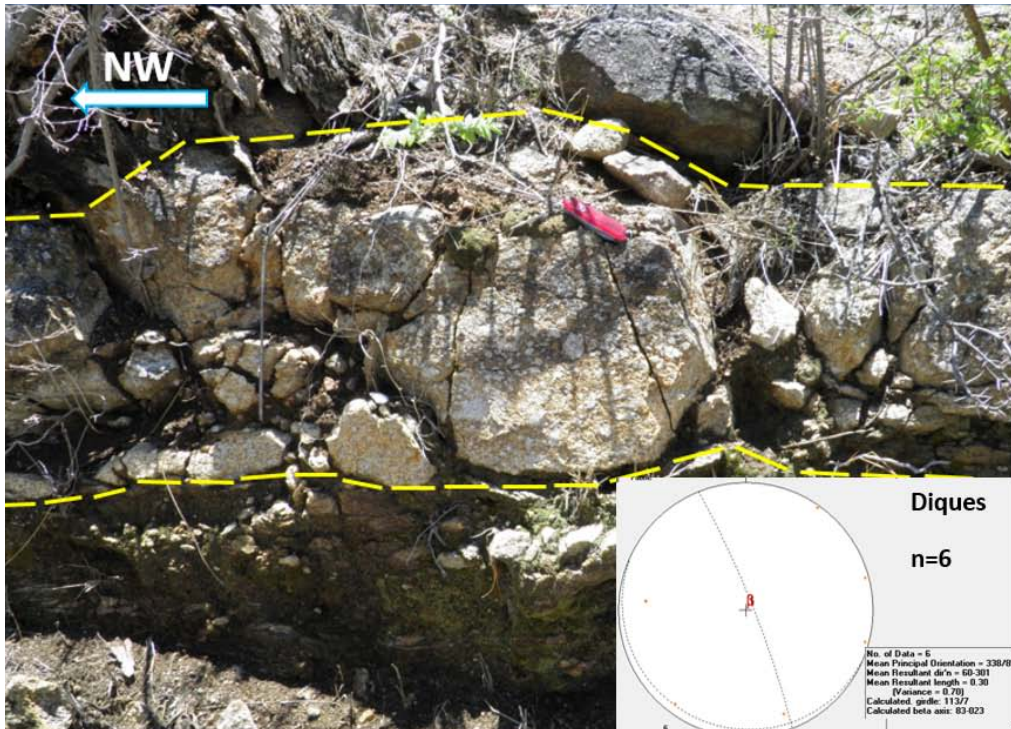


Figura 5.1-4 Imagen de campo de una intrusión granítica subhorizontal en un gneis de biotita de la zona norte de la Migmatita Magdalena. En la parte inferior derecha se presenta el estereograma de los planos (el contacto con la roca encajonante) de las intrusiones medidas en el campo.

Existen diferentes tipos de geometrías de pliegues en las migmatitas, la clasificación utilizada para describirlos se basa en el ángulo formado entre los flancos como se observa en la tabla 5.1-1 y la figura 5.1-5, así como la característica de simetría o asimetría (Fossen, 2010).

Tabla 5.1-1 Términos usados para la clasificación de pliegues de acuerdo al ángulo que se forma entre los flancos (Fossen, 2010).

Descripción del pliegue	Ángulo formado entre los flancos (°)
Suave	180 a 120
Abierto	120 a 70
Apretado	70 a 30
Isoclinal	30-0

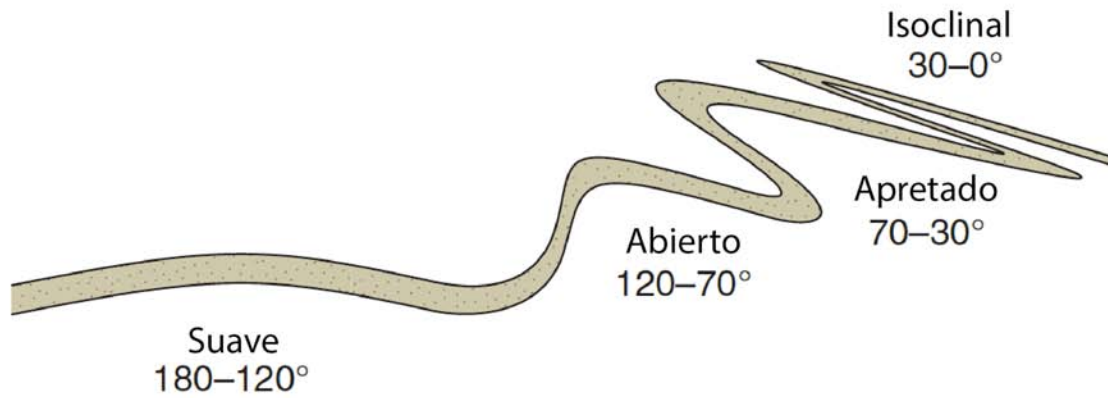


Figura 5.1-5 Representaciones gráficas de la clasificación basada en el ángulo formado entre los flancos de pliegues (modificado de Fossen, 2010).

Los pliegues observados en el esquisto de biotita y en la migmatita de la zona norte son isoclinales y apretados predominantemente, en su mayoría son pliegues asimétricos. Algunos pliegues isoclinales tienen un ángulo entre los flancos de 0° (Fig. 5.1-6). Se midieron los planos axiales de pliegues formados en esquistos de biotita y gneises migmatíticos (Fig. 5.1-6 y 7) durante el evento de migmatización (FM) los cuales tienen un rumbo que apunta predominantemente NE-SW y se inclinan hacia el WNW con echados de 41° en promedio.

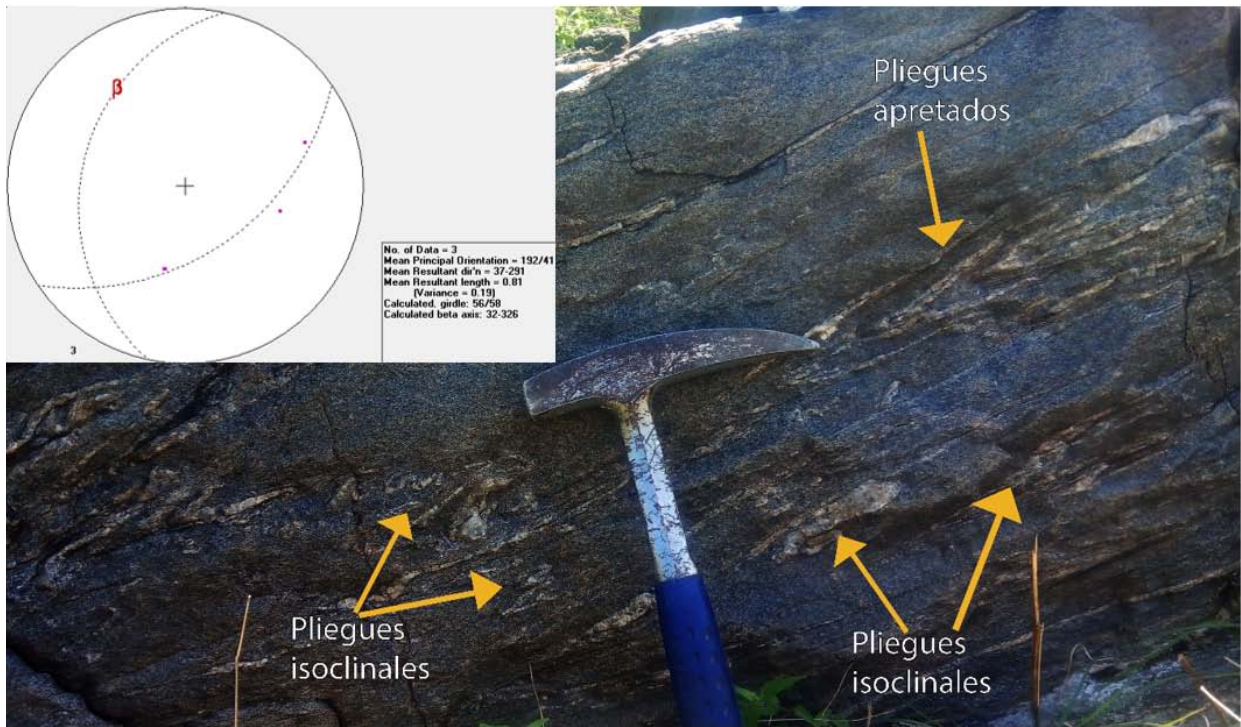


Figura 5.1-6 Pliegues isoclinales y apretados en el gneis migmatítico de la zona norte de la Migmatita Magdalena. En la parte superior izquierda se muestra el estereograma de los polos de planos axiales de pliegues.

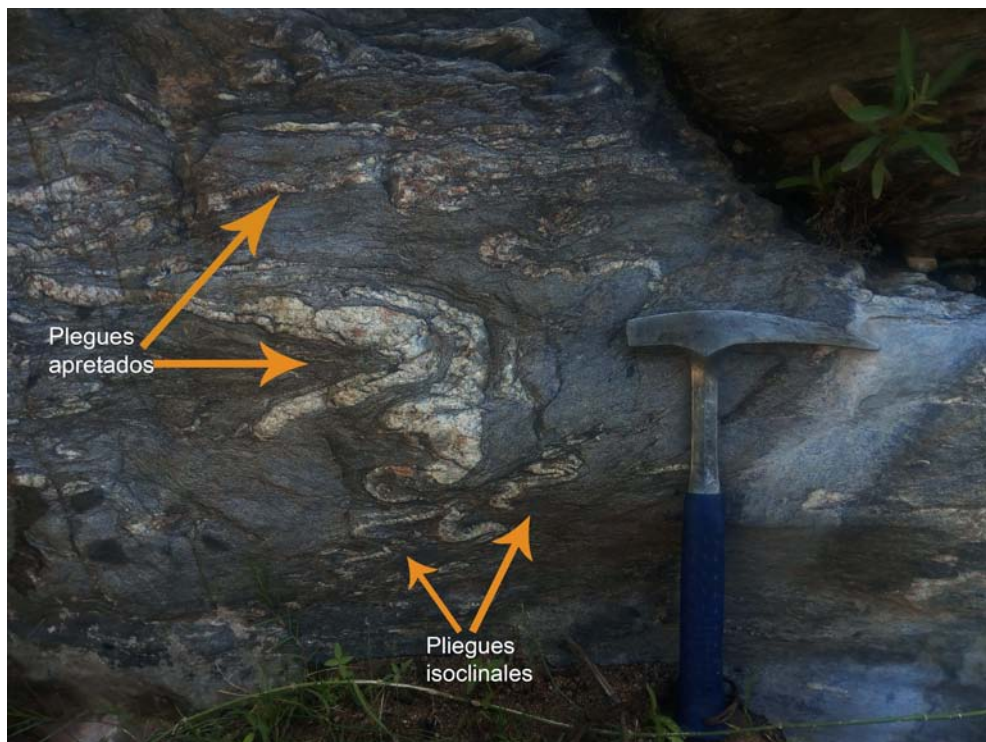


Figura 5.1-7 Pliegues isoclinales y apretados en gneis migmatítico de la zona norte de la Migmatita Magdalena.

5.2 Zona sur

La foliación en la zona sur “Ss” de la Migmatita Magdalena (Fig. 5.2-1) presenta un rumbo NE-SE y está inclinada 38° en promedio hacia el SW (Fig. 5.2-2).

Mapa geológico de la Migmatita Magdalena: zona sur.

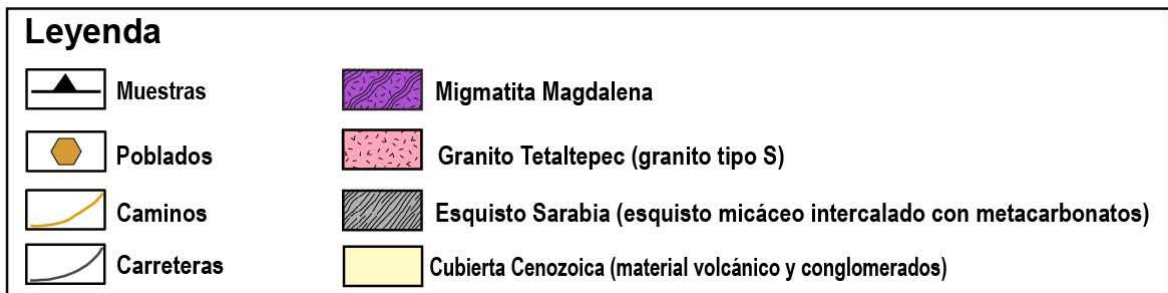
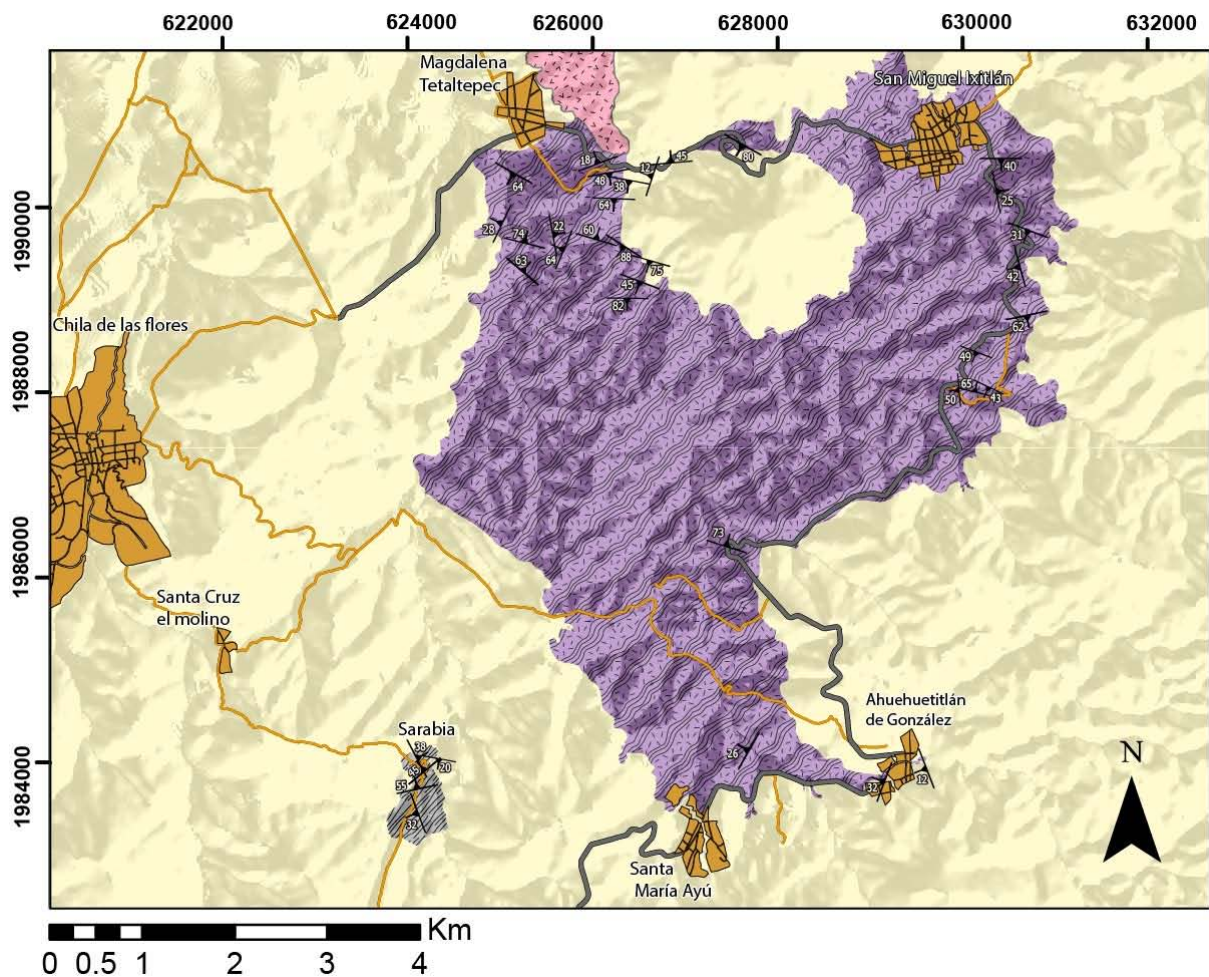


Figura 5.2-1 Mapa geológico de la zona sur de la Migmatita Magdalena, se presentan las foliaciones dominantes en el área.



Figura 5.2-2 Imagen en campo de la foliación en un gneis migmatítico de la zona sur de la Migmatita Magdalena. En la parte inferior izquierda se presenta el estereograma de los polos de los planos de foliación.

Los pliegues observados en los gneises migmatíticos en la zona sur de la Migmatita Magdalena se clasificaron como isoclinales y apretados (Fig. 5.2-3, 4 y 5) de acuerdo a la clasificación de pliegues basada en el ángulo formado entre los flancos (Fig. 5.1-1). Los pliegues son asimétricos predominantemente, sin embargo se llegaron a observar algunos simétricos. La característica que comparten es que son delgados de los flancos y se engrosan hacia la zona de charnela, además de que la charnela tenía forma redondeada. Los polos de los planos axiales y ejes de pliegues tienen un rumbo predominante NE-SW y se inclinan 47° en promedio al SW (Fig. 5.2-3). En la parte melanocrática de la migmatita se observa esporádicamente un cruceo de crenulación y estructuras de boudines (Fig. 5.2-6).

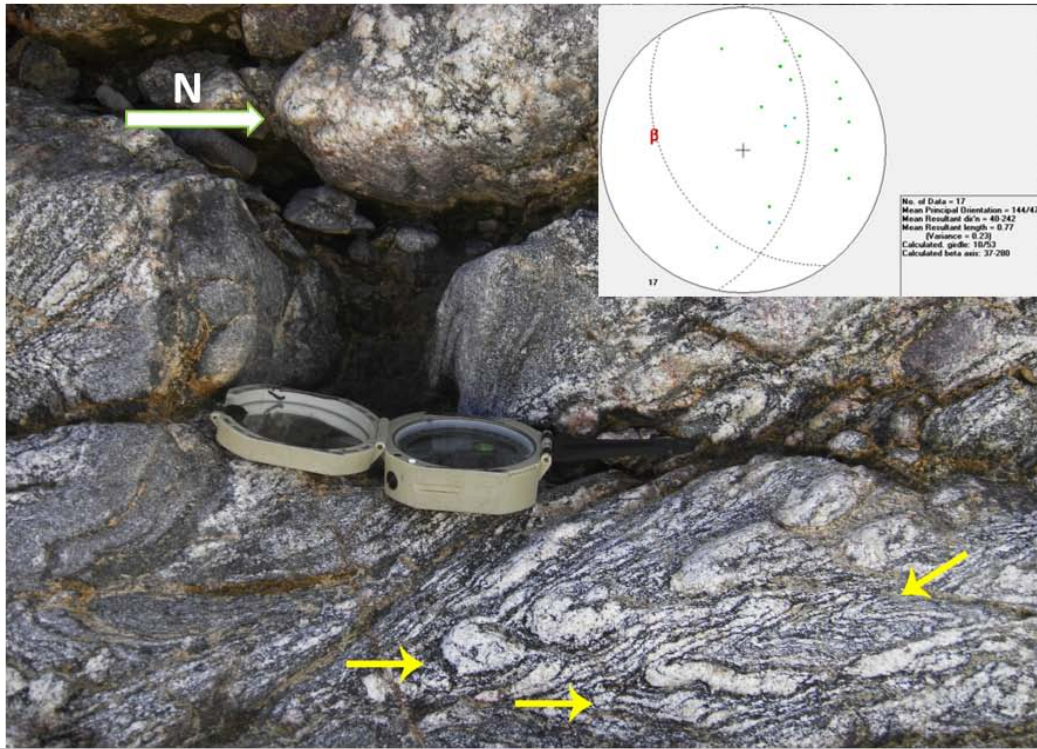


Figura 5.2-3 Imagen en campo de pliegues isoclinales señalados por las flechas con la zona de charnela engrosada en un gneis migmatítico de la zona sur de la Migmatita Magdalena. En la parte superior derecha se presenta el estereograma de los polos de planos axiales de pliegues (verde) y de ejes de pliegues (azul).

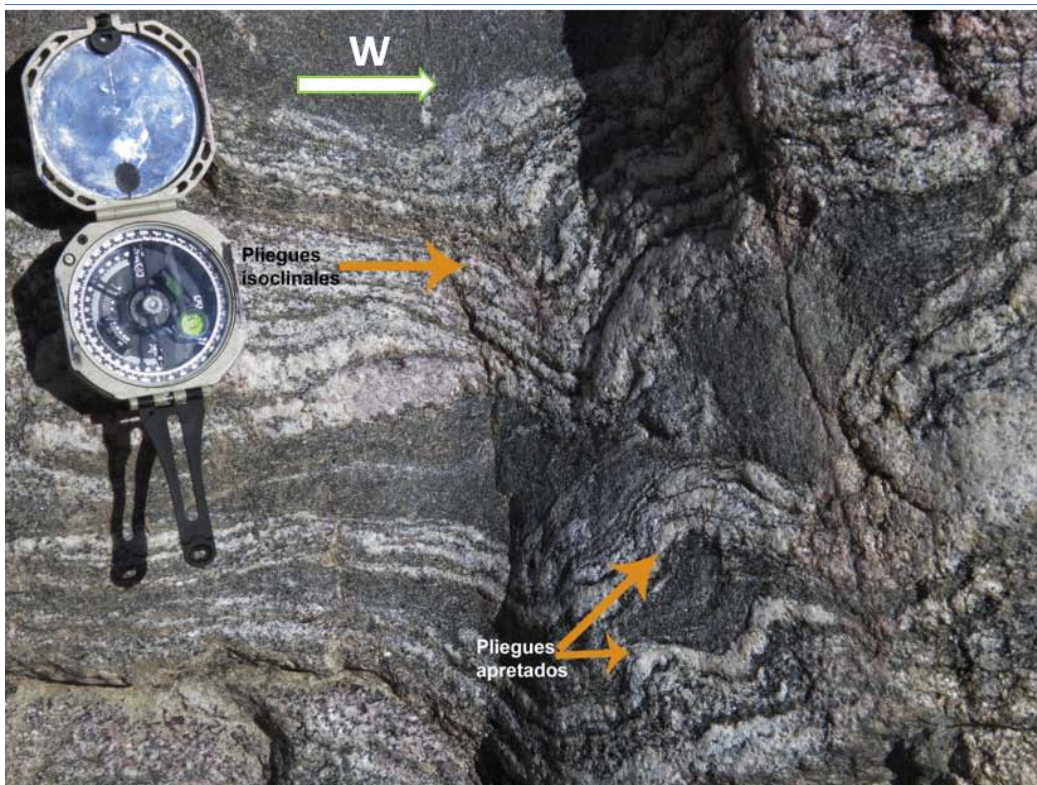


Figura 5.2-4 Imagen en campo de pliegues isoclinales y apretados en un gneis migmatítico de la zona sur de la Migmatita Magdalena.



Figura 5.2-5 Imagen en campo de pliegues isoclinales y apretados de vetas leucocráticas de gneis migmatítico de la zona sur de la Migmatita Magdalena.



Figura 5.2-6 Imagen en campo de una estructura en boudin de la parte del melanosoma de la zona sur de la Migmatita Magdalena.

La orientación de las intrusiones graníticas no se pudo medir en la zona sur de la Migmatita Magdalena, sin embargo, son en su mayoría subhorizontales, con algunas variaciones verticales y de diferentes inclinaciones (figura 5.2-7). También se observaron intrusiones graníticas en forma de bolsadas (Fig. 5.2-8).



Figura 5.2-7 Imagen en campo en la zona sur de la Migmatita Magdalena: a) Intrusión granítica (G) subhorizontal en gneis migmatítico (M), b) relación de corte entre el gneis (M) y la intrusión granítica (G).



Figura 5.2-8 Imagen en campo de una bolsada granítica (G) dentro de gneis migmatítico (M) de la zona sur de la Migmatita Magdalena.

La lineación mineral se midió escasamente, sin embargo, se observaron tectonitas tipo L con un rumbo predominantemente al NE-SW con una inclinación promedio de 40° hacia el SE (Fig. 5.2-9).

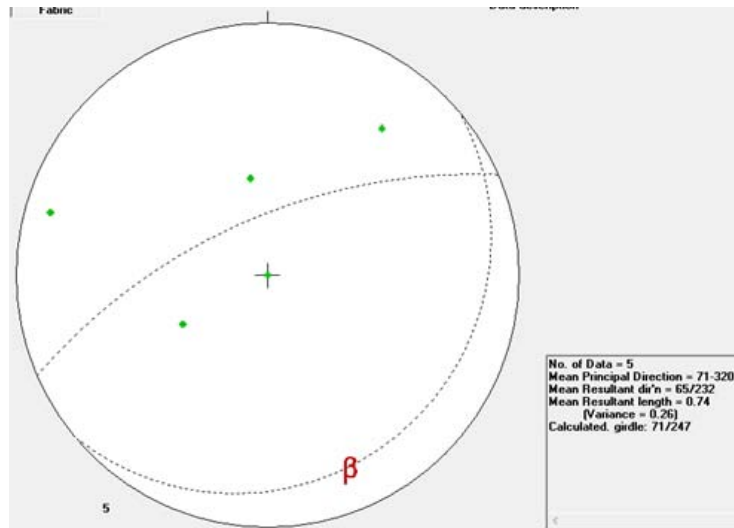


Figura 5.2-9 lineación mineral tipo L de la zona sur de la Migmatita Magdalena.

5.3 Zona del Esquisto micáceo Sarabia

La foliación de la zona Sarabia “SEs” al sur de la Migmatita Magdalena (Fig. 5.2-1) es parecida de la zona norte; sin embargo, no se tienen análisis detallados que comprueben su relación.

En la figura 5.3-1 se muestran las direcciones de foliación predominante en el esquisto Sarabia, así como el estereograma del área. Las capas foliadas tienen un rumbo preferente hacia el NE-SW y se inclinan preponderantemente con un ángulo de 19° hacia el NW.

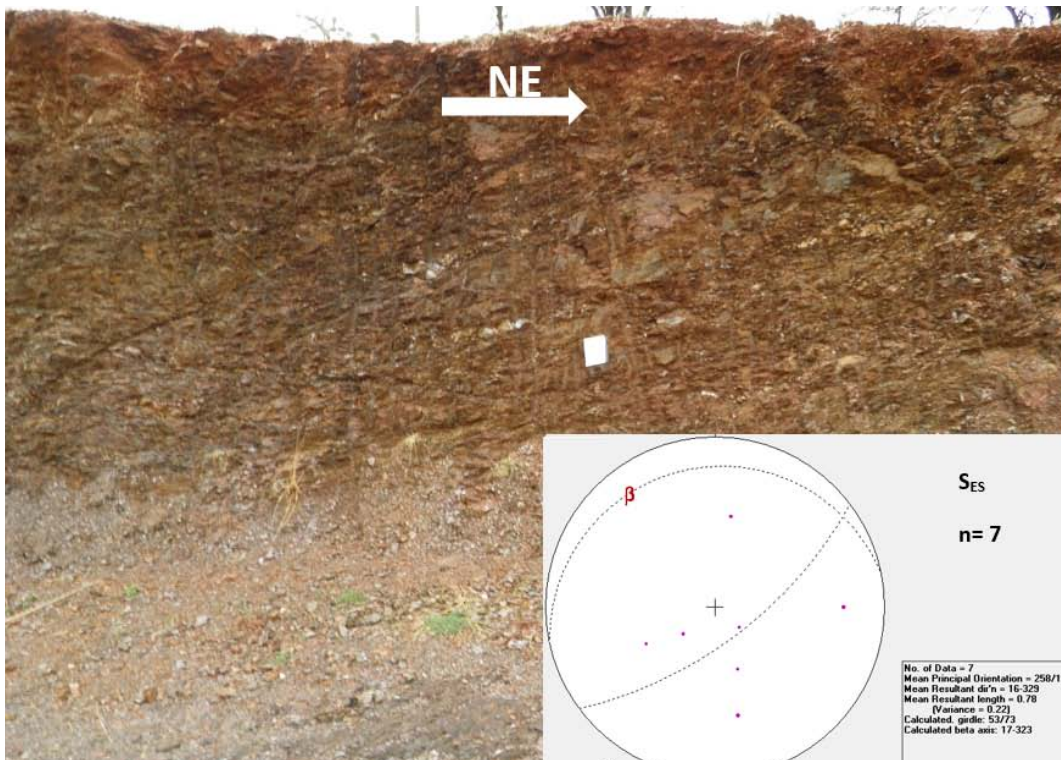


Figura 5.3-1 Imagen en campo del afloramiento del Esquisto Sarabia al sur de la zona de estudio, en la parte inferior derecha se presenta el estereograma de los planos de foliación medidos en el campo.

Los pliegues medidos en el esquisto Sarabia en su mayoría son pliegues isoclinales, en esta zona sólo se midió un dato de eje de pliegue con un rumbo NE-SW inclinado 13° hacia el SW.

La lineación mineral presente en el esquisto Sarabia es de tipo L y tiene un rumbo SE-NW con una inclinación promedio de 43° hacia el NE (Fig. 5.3-2).

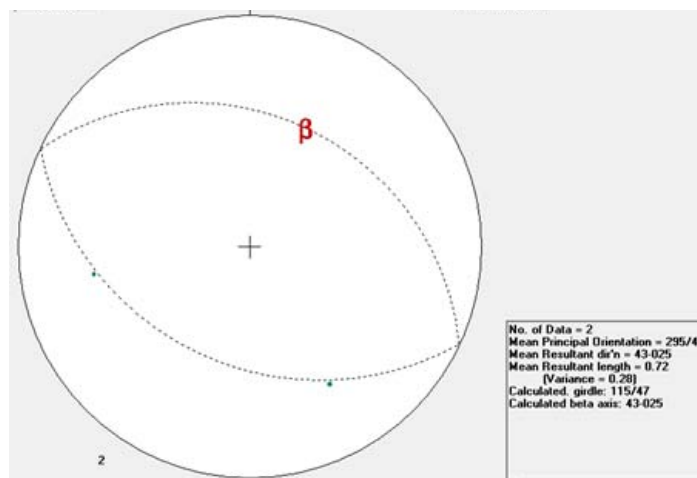


Figura 5.3-2 Estereograma de la lineación mineral del esquisto Sarabia localizado al sur de la zona de estudio.

6. Análisis petrográfico

En este capítulo se presentan los resultados de un análisis petrográfico detallado de la Migmatita Magdalena del Complejo Ayú. En la tabla 6.1 se presentan las fases que componen las diferentes litologías estudiadas y sus respectivos porcentajes estimados visualmente. La clasificación mineralógica se realizó con base al contenido modal, donde los minerales esenciales son los que su presencia determina el nombre de la roca, los tipo son lo que su presencia no determina el nombre de la roca pero permite distinguirla de otras y los accesorios no contribuyen a la nomenclatura de la roca pero es importante distinguirlos para los posibles procesos petrogenéticos.

Tabla 6.1 Fases minerales que componen a las diferentes litologías analizadas, granitos San Miguel; esquistos micáceos con sillimanita en las localidades del Rosario Micaltepec y San Miguel Ixtapam; migmatitas de Magdalena Tetaltepec, San Miguel Ixtitlán, Santa María Ayú, Ahuehuetitlán de González y San Isidro Juquila; y el esquisto de calcita y micas de la localidad Sarabia para este trabajo. Las abreviaciones minerales se basan en el trabajo de Whitney *et al.* 2010.

Clasificación	Esenciales %	Tipo %	Accesorio/Traza	Alteración
Intrusivos San Miguel				
	PI (20-40)+ Qz (20-35) + Mcl (5-40)+ Bt (2-15)	Kfs (10-30) + Ms (1-5) + Grt (1-3)	Tnt + Ap + Zr	Opacos + Chl +Aln + Cb + Ser
Esquisto micáceo con sillimanita/metapelita				
	Qz (32-55) + Plg (15-35) + Bt (20-25) + Crd (15) + Kfs (8-10) + Ms (2-10) + Sil (1-6)	Grt (1-2)	Zr + Ap + Tnt + Tur	Opacos + Cb
Migmatita -Metatexita en parche				
Paleosoma	PI (22-35) + Qz (15-30) + Bt (15-25) + Kfs (20) + Ms (5)	Grt	Zr + Ap	Ms + Chl + opacos+ Ser
Leucosoma	Qz (35) + Kfs (30) + PI (20) + Ms (10) + Bt (3-5)	-	Zr + Ap	Ser + opacos + Chl
Metatexita estromática				
Paleosoma/melanosoma	PI (20-40) + Qz (25-35) + Bt (20-25)	-	Zr + Ap	Ser + opacos + Chl + Ep + Cb
Leucosoma	Qz (40) + Kfs (35) + PI (15) + Bt (5)	-	Zr + Ap	Ms + Ser + Cb + opacos
Melanosoma	Bt (80) + Qz (15) + Ms (5)	-	Zr + Ap	Opacos + Ep + Chl
Migmatita -Diatexita				
	PI (30-35) + Qz (30-35) + Kfs (15-20) + Bt (8-10)	Ms (5)	Zr + Ap +Aln + Tnt	Opacos + Ep + Chl + Ser + Cb
Diatexita Schlieren				
	PI (25-50) + Qz (30-35) + Bt (7-20) + Kfs (5)	Amp (10) + Ms (5) + Tnt (6)	Zr + Ap + Tur	Opacos + Ep + Chl + Ser + Cb + Ms
Calcisilicato de la Diatexita Masiva				
	Cpx (50) + Amp (20) + Pl (15) + Qz (10) + Opx (3)	Kfs (1)	Tnt + Zr	Opacos
Paleosoma: Esquisto-gneis de biotita/ metapelita				
	PI + Qz + Bt + Kfs	-	Ap + Zr + Tnt + opacos	Opacos + Chl + Ser + Ep
Posible Paleosoma: anfibolita/gneis-esquisto de anfíbol con granate				
	Hbl/Act + PI + Qz + Tnt + Bt	Opacos + Kfs + Cpx + Grt	Ap + Zr	Opacos + Ser + Ilm + Ep + Ms + Chl + Czs + Cb
Esquisto Sarabia				
	Cal + Qz + Ms + Bt + PI		Rt + Grt + Tur + Mt + Ilm + Ap	Chl + opacos

6.1 Intrusivos San Miguel

Las muestras estudiadas del Granito San Miguel son Fo-9-72, MY18-5, -6, -15a, -17, -19, -20b, -21d', -22b, -24a, -25, -27b y MY19-33a (Fig. 4.1-1), de acuerdo a su clasificación mineralógica y según el diagrama QAP, se clasifica como un granito-granitoide de biotita con mica blanca y granate (Fig.6.1). Las fases principales son plagioclasa (20-40%), feldespato alcalino (10-42%), cuarzo (20-35%), y biotita (2-15%); las fases tipo son moscovita y granate. La titanita, apatito y circón son fases accesorias. Las fases de alteración son opacos, clorita, alanita y carbonato (Tabla 6.1).

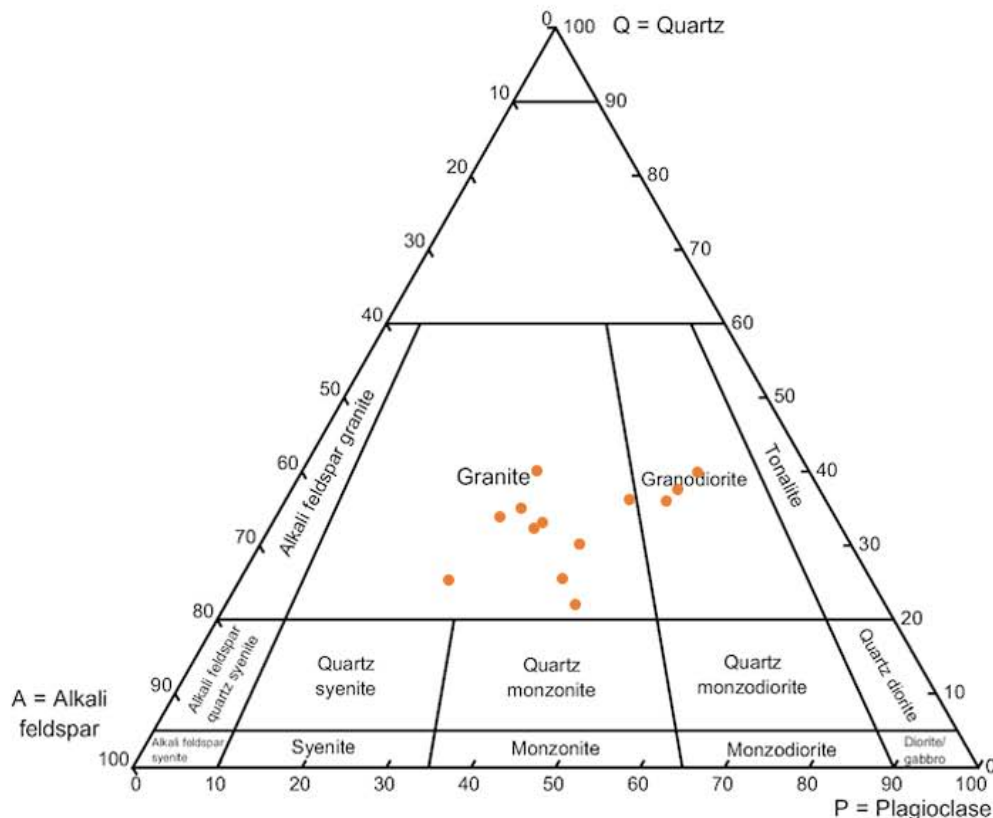


Figura 6.1-1 Diagrama QAP de clasificación de rocas graníticas donde la mayoría de las muestras de los intrusivos San Miguel caen en el campo de granito (Streckeisen, 1967).

Se definió al granito San Miguel como roca ígnea intrusiva y holocristalina, la textura es fanerítica y el tamaño de grano medio. El grado de cristalinidad va de hipidiomórfico a panidiomórfico y es equigranular, sin embargo, algunas muestras son inequigranulares. La plagioclasa, microclina y feldespato alcalino son subédricos de tamaños finos a medios (Fig. 6.2). La plagioclasa comúnmente presenta zonamiento composicional y textura mirmequítica asociada con el cuarzo. La microclina presenta texturas poiquilíticas con inclusiones de biotita y moscovita subédricas, plagioclasa subédricas y algunas redondeadas, las de cuarzo son redondeadas y, las de titanita y circón son euédricas. Algunos cristales de feldespatos alcalinos presentan una textura perítica. El cuarzo es anédrico con tamaño de fino a medio, presenta una extinción ondulante. Los contactos entre las fases félsicas son rectos o lobulados. El mineral de alteración del feldespato es sericita que altera en las maclas e incluso algunos cristales son sustituidos por completo.

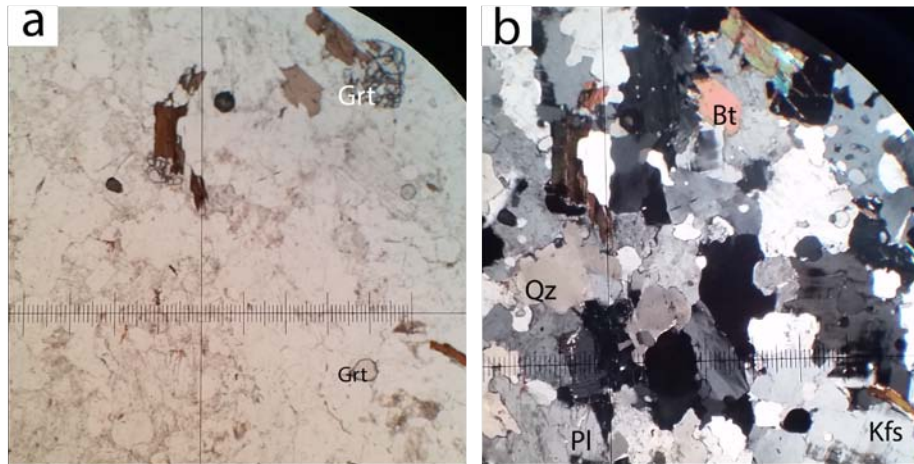


Figura 6.2-2 Fotomicrografías de los intrusivos San Miguel: a) luz paralela donde se observan granates (Grt) y biotitas con coloraciones rojizas. b) Polarizador superior donde se observan el resto de minerales como cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (Kfs) y biotita (Bt).

La biotita es subédrica de tamaño fino y presenta coloraciones rojas a naranjas intensos. La moscovita es subédrica de tamaño fino y presenta escasas inclusiones de titanita anédrica. El granate es euédrico de tamaño fino, tiene inclusiones de biotita y moscovita subédricas; en algunas muestras los cristales de granate presentan mucha corrosión. Las fases de alteración son opacos de tamaño fino con coloraciones negras y formas subédricas-anédricas y otros eran ligeramente translúcidos con coloraciones rojizas y anédricos, y clorita subédrica y tamaño fino, ambas fases sustituyen a la biotita o se encuentran como inclusiones, en ocasiones estas fases rellenan fracturas y generalmente presentan a su vez fracturas rellenas con cuarzo, moscovita, calcita u opacos rojizos.

6.2 Esquisto micáceo con silimanita

Las muestras colectadas son MY18-8, -27a y MY19-34 (Fig. 4.1-1, Anexo 2). El esquisto micáceo con silimanita se definió como una roca metamórfica de grano fino a medio, tiene una estructura grano-lepidoblástica. Los minerales mayoritarios son cuarzo (45-60%), plagioclasa (10-15%), biotita (20-25%), feldespato alcalino (10%), cordierita (6%), moscovita (5%) y silimanita (3%), las fases accesorias son apatito, granate, turmalina y cirión y las fases de alteración son óxido, carbonato y opacos (Tabla 6.1).

Esta litología presenta un tamaño de grano fino a medio y es hipidiomórfica. La textura que domina es la granoblástica, donde la biotita de tamaño fino, color naranja intenso a rojizo y euédrica-subédrica presenta alineación preferencial, sin embargo, no es continua, ya que aparecen cristales con diferentes orientaciones, por ello, se definieron 2 familias de acuerdo a su orientación, la primera es aleatoria y en la segunda son bandas con una dirección de alineación preferencial. Esta alineación preferencial se observa en bandas donde, además, hay moscovita subédrica-euédrica y de tamaño fino, y silimanita de forma acicular y tamaño de muy fino a fino, comúnmente se encuentra como inclusión de biotita, cuarzo, moscovita y plagioclasa (fig. 6.2-1a y b). En general la roca presenta una microestructura de recristalización por migración de bordes definida por los contactos lobulados y aserrados de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino. También se documentó una textura bimodal, donde algunas bandas de cuarzo son de tamaño grueso en comparación con otros cristales de cuarzo,

plagioclasa, feldespato potásico, micas y cordierita. El cuarzo es de tamaño fino y subédrico, algunos presentan formas ameboides. La plagioclasa es subédrica y de tamaño de grano fino a medio. No todos los cristales de plagioclasa presentan un maclado polisintético característico, si bien también se observó un cristal individual con maclas de deformación. La cordierita es subédrica y de tamaño medio, algunos cristales presentan macla polisintética poco desarrollada. El granate es subédrico-anédrica de tamaño fino y coloración rosa pálido. Las bandas foliadas de biotita y moscovita se encuentran microplegadas (fig. 6.1-1b), y en algunas zonas las micas presentan una textura *kink band*. Las fases de alteración son opacos negros y rojizos que afectan a granate, biotita y moscovita y se encuentran como inclusiones anédricas, sericita que altera a plagioclasa en las maclas, el carbonato altera a la moscovita como inclusiones o rellenando fracturas y también hay microfracturas rellenas de óxidos rojizos, moscovita y calcita.

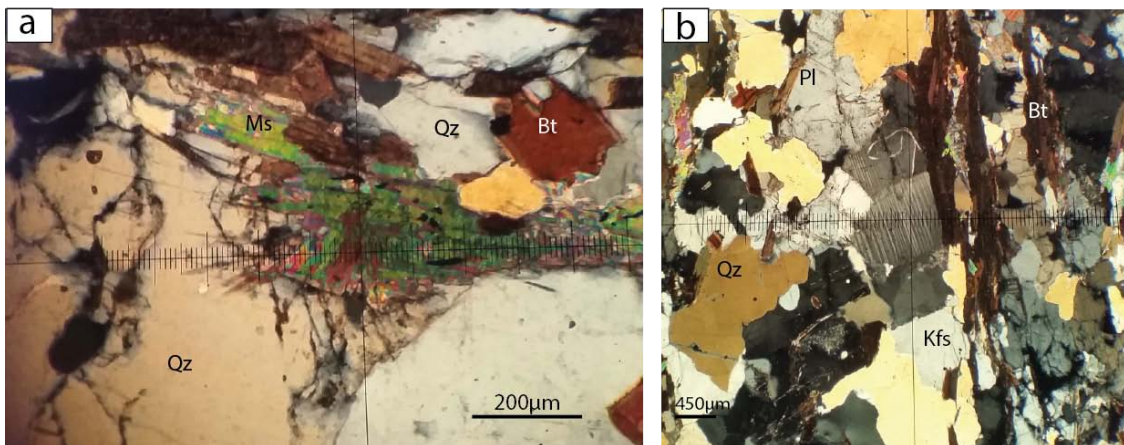


Figura 6.2-1 Fotomicrografías a) esquisto de biotita y sillimanita. b) Esquisto con sillimanita, se observa la textura bimodal.

6.3 Metatexitas y diatexitas

Metatexitas en parche

Las metatexitas en parche (Fig. 4.1-1 y Anexo 2, muestras: MY18-20A” y 20a”) se describieron como una roca metamórfica, concretamente como un gneis de biotita en contacto con una intrusión félsica. El tamaño de grano es medio e hipidiomórfico, y se identificaron tres zonas, una mesocrática (paleosoma), una leucocrática (leucosoma *in-situ*) y una veta leucocrática.

El *paleosoma* o *parte mesocrática* tiene una microestructura granoblástica donde, en ocasiones, se observan puntos triples. Las fases mayoritarias son plagioclasa (22-35%), cuarzo (15-35%), feldespato alcalino (30%), biotita (10-25%) y moscovita (2-5%), y como accesorias calcita, circón y apatito (tabla 6.1). No se observa una orientación preferencial de las biotitas, aunque en algunas zonas de la lámina hay filones de biotita alineados o cristales que se orientan alrededor de plagioclasas. La biotita es subédrica-euédrica de tamaño fino a medio y está alterada por fases como moscovita, clorita, epidota y opacos.

La plagioclasa es subédrica-euédrica de tamaño fino a medio, presenta en ocasiones textura tipo *kink band*, maclas de deformación o textura mirmequítica (ocurre en el contacto de cuarzo y plagioclasa con feldespato alcalino). Algunos cristales presentan una textura poiquilítica poco desarrollada con inclusiones redondeadas de cuarzo. El cuarzo es anédrico

de tamaño medio en comparación de las fases principales como plagioclasa, feldespato alcalino, moscovita y biotita, y presenta una ligera extinción ondulante. El feldespato alcalino es subédrico de tamaño medio a grueso, presenta zonamiento composicional o indicios de una textura de exsolución. La alteración principal de los feldespatos es a sericita. Los bordes de contacto entre las fases de cuarzo y feldespatos son cuasi-rectos, algunos más sinuosos o lobulados, lo que sugiere un proceso de recristalización por migración de bordes. La moscovita es subédrica y de tamaño fino.

El *leucosoma* es inequigranular y fanerítico de composición granítica. Las fases mayoritarias son cuarzo anédrico de tamaño medio (35%), plagioclasa (30%) subédrica-anédrica de tamaño medio, feldespato alcalino (20%) subédrico de tamaño medio, moscovita subédrica de tamaño fino (15%) y biotita subédrica de tamaño fino (8-10%), mientras que los minerales accesorios son circón y apatito. Los cristales de cuarzo son anédricos con extinción ondulante. Algunos cristales de plagioclasa exhiben textura mirmequítica en los bordes con feldespato potásico y cuarzo; ocasionalmente los cristales de plagioclasa muestran formas cúspide. El feldespato alcalino tiene textura pertítica y algunos cristales presentan maclado tipo carlsbad. Los bordes entre las fases cuarzo y feldespatos son lobulados o irregulares, lo que sugiere un proceso de migración de bordes (fig. 6.3-1). La mica blanca es subédrica a euédrica y en esta zona de la roca su proporción es mayor en comparación a otras zonas.

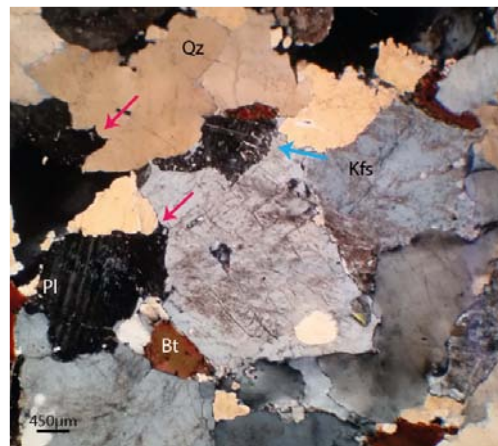


Figura 6.3-1 Microfotografía del leucosoma de una metatexita en parche, donde se muestra una una textura mirmequítica (flecha azul) en el borde de una plagioclasa en contacto con feldespato alcalino y bordes en cúspide de plagioclasa en contacto con cuarzo y feldespato alcalino (flecha rosa).

La *veta leucocrática* es holocristalina, inequigranular y con tamaño de grano grueso. Las fases mayoritarias son plagioclasa (45%) subédrica y de tamaño medio a grueso, cuarzo (40%) anédrico y de tamaño grueso y feldespato potásico (15%) que es subédrico y de tamaño medio. Algunos cristales de plagioclasa presentan textura mirmequítica relacionados con cuarzo. El cuarzo es anédrico y algunos cristales tienen una extinción ondulante incipiente. El feldespato potásico presenta una textura de tablero de ajedrez típica de la microclina. El contacto entre los feldespatos y el cuarzo es recto, algunos son lobulados y también hay cuarzo intersticial (fig.6.3-2), el mineral secundario es calcita (2%) euédrica y de tamaño medio a grueso. Hay algunas vetillas de cuarzo que cortan a los feldespatos alcalinos.

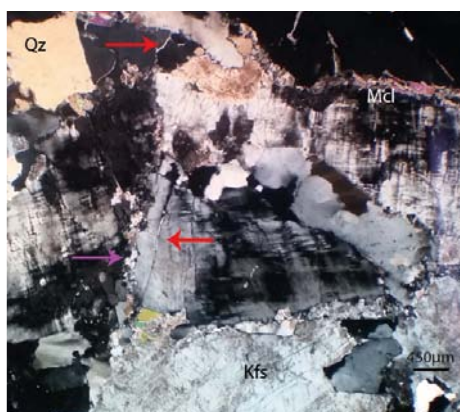


Figura 6.3-2 Microfotografía de la veta leucocrática en metatexita en parche, se muestran vetillas de cuarzo (las flechas rojas) y cuarzo intersticial (flecha morada).

Metatexitas estromáticas

Las metatexitas estromáticas (Fig. 4.1-1, Anexo 2, muestras: MY18-24b, -24b', -25c', -26 y MY19-33b y d) se describieron como una roca metamórfica de tamaño fino a medio que, debido a la presencia de un bandeamiento entre material félsico y máfico, se clasificó como gneis de biotita hipidioblástico. Estas metatexitas estromáticas también presentan una foliación de tipo grano-lepidoblástica, aunque en sectores predomina la textura granoblástica (Fig. 6.3-3). En general las micas tienen una orientación preferencial, sin embargo, hay algunas que tienen una orientación aleatoria. Ocasionalmente se observan vetas de carbonatos cortando a la foliación de las metatexitas estromáticas (muestras MY18-26, MY19-33b y d). El contacto entre el neosoma y el paleosoma está marcado por una diferencia en el tamaño de grano, siendo de mayor tamaño el del leucosoma. Una característica distintiva del leucosoma es que se encuentra rodeado por listones de melanosoma, en ocasiones no continuos, donde el contacto entre los minerales de cada parte es interpenetrativo.

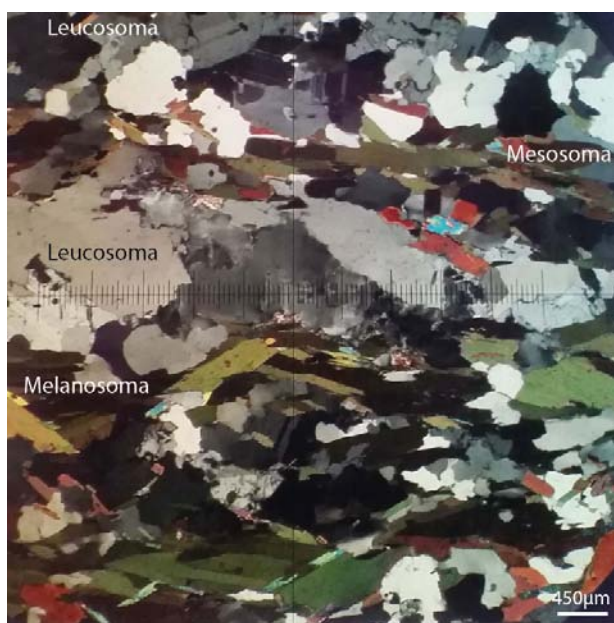


Figura 6.3-3 Microfotografía de una metatexita estromática, donde se señalan los componentes de la migmatita.

El *paleosoma/mesosoma* está formado principalmente por bandas de 2 a 5 mm de espesor con microestructura gnéisica y constituidos mayoritariamente por cuarzo (33-50%), plagioclasa (20-45%), biotita (18-20%). Las fases accesorias son circón y apatito, la cuales se alinean respecto a la foliación principal de la metatexita; las fases secundarias son sericita, opacos negros y rojizos, clorita y epidota. La biotita es euédrica de tamaño fino a medio, presenta una coloración rojiza intensa y es muy pleocroica, en ocasiones, se observan cristales más corroídos o en forma de cuchilla, y se alteran a opacos negros y rojizos que se encuentran como inclusiones anédrica-subédricas. El cuarzo es anédrico de tamaño fino a medio, ocasionalmente con formas ameboides y con extinción ondulante incipiente o con extinción recta (éstos presentan tamaños menores y formas más regulares); cuando los cristales de cuarzo se encuentran como inclusión en fases como plagioclasa, cuarzo y microclina tiene formas redondas. La plagioclasa es subédrica de tamaño fino a medio y no todos los cristales presentan maclado polisintético típico, esporádicamente se observan cristales con macla de deformación y textura listonada; los cristales de plagioclasa están en grado medio de alteración a sericita. El contacto entre las fases cuarzo y feldespatos es sinuoso, en ocasiones lobulado, que sugiere una textura de recristalización por migración de bordes. En algunas zonas los cristales de plagioclasa presentan terminaciones en cúspide en contacto con cuarzo e inclusiones de tamaño fino, redondeadas y corroídas de cuarzo y biotita (Fig. 6.3-4).

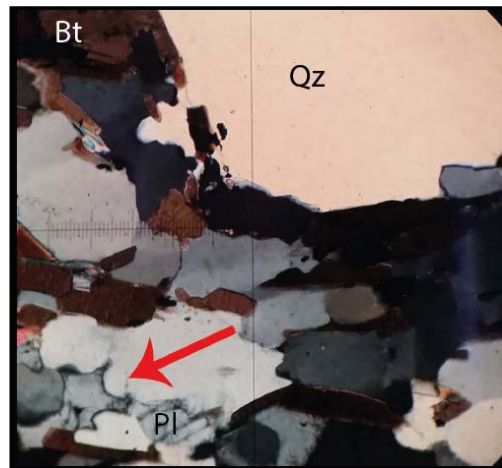


Figura 6.3-4 Microfotografía del mesosoma en una metatexita estromática, donde se observa una plagioclasa con bordes cúspide en contacto con cuarzo.

El *melanosoma* tiene un espesor entre 0.5 y 1.8 mm, microestructura lepidoblástica, y se definió como un esquisto de biotita (80%), cuarzo (15%), moscovita (5%), y en menor proporción circón y apatito, los minerales secundarios son opacos, clorita y epidota. La biotita es de color rojo intenso, euédrica, y puede llegar a formar micropliegues ligeros y presentar deflexiones (Fig.6.3-5). Los cristales de biotita se alteran principalmente a opacos negros y rojizos que se encuentran como inclusiones anédricas-subédricas en biotitas corroídas, y en los cristales con mayor deformación la clorita y epidota sustituyen a la biotita como inclusiones subédricas. El cuarzo es anédrico y presenta extinción ondulante incipiente, así como un tamaño menor que en las otras partes de la metatexita. La moscovita es subédrica y de grano fino, tiene inclusiones de plagioclasa y cuarzo; donde se observó un intercrecimiento entre cuarzo y moscovita. Las fases de alteración son minerales opacos que se encuentran como inclusiones anédricas-subédricas en la moscovita.

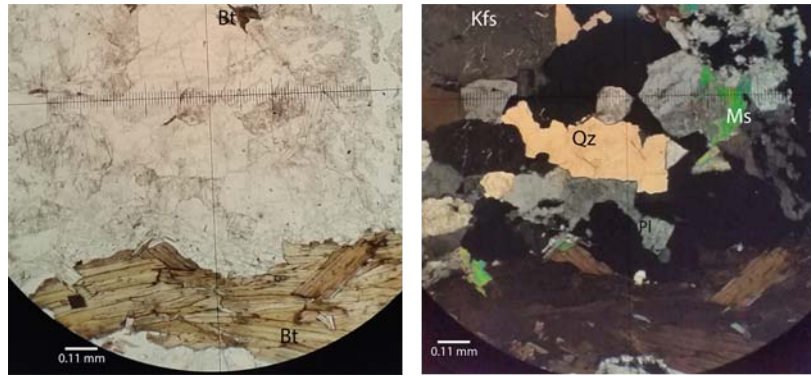


Figura 6.3-5 Microfotografía de una metatexita estromática, se muestra el melanosoma constituido casi en su totalidad por biotita (parte inferior de la imagen).

El *leucosoma* presenta espesores de 4 a 7 mm, es granítico, es holocristalino e inequigranular, y se compone de cuarzo (40%), plagioclasa (25%), feldespato alcalino (20%), microclina (10%), y biotita (5%), y en menor proporción circón, apatito, opacos, moscovita, y sericita. El leucosoma tiene una textura granoblástica, donde los cristales de feldespato alcalino y plagioclasa son euédricos a subédricos. Los bordes entre estas fases son irregulares, sobre todo cuando están en contacto con cuarzo, ya que pueden llegar a ser lobuladas y se observa de forma incipiente una recristalización por migración de bordes. Algunos cristales de cuarzo llegan a presentar formas ameboides y con extinción ondulante incipiente. Existen cristales de plagioclasa con textura mirmequítica en el contacto con feldespato alcalino. El feldespato alcalino presenta una textura perítica poco desarrollada y se observó una textura gráfica incipiente entre esta fase mineral y el cuarzo. La plagioclasa presenta bordes cúspide, sobre todo, en contacto con cuarzo, el cual muestra bordes suaves (Fig.6.3-6). Los cristales de plagioclasa que no presentan bordes cúspide y están más corroídos (la sericita altera en las maclas) y de menor tamaño, preservan inclusiones redondeadas de cuarzo y biotita corroída.

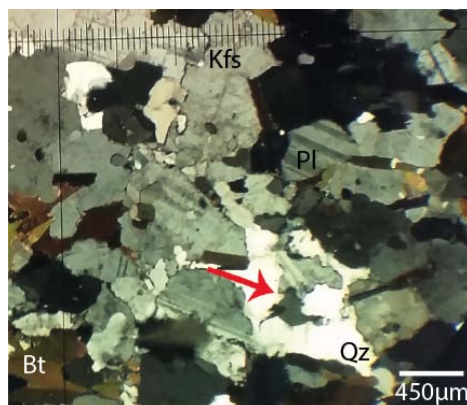


Figura 6.3-6 Microfotografía de leucosoma en metatexita estromática, se observan dos cristales de plagioclasa con formas cúspide (flecha roja).

La *Veta leucocrática* es de composición granodiorítica, tiene textura fanerítica, es holocristalina, inequigranular y la granulometría abarca de media a gruesa. Los minerales mayoritarios son cuarzo (40%), plagioclasa (35%) y feldespato alcalino (25%) y en menor proporción moscovita. El cuarzo es anédrico de tamaño medio y algunos cristales presentan una extinción ondulante incipiente. La plagioclasa es de tamaño medio y subédrica. A

diferencia de la zona de la metatexita estromática, se observó feldespato alcalino con textura pertítica o microclina anédrico. En la zona transicional entre la metatexita estromática y la veta se observa un cambio en el tamaño de grano abrupto entre la veta y la metatexita estromática que corta; además en el borde entre ambos litotipos se observa una mayor proporción de pertitas, texturas poiquilíticas, mirmequíticas relacionadas a cuarzo y feldespato alcalino, así como plagioclasas con zonamiento composicional.

Diatexitas

Las diatexitas son (Fig. 4.1-1, Anexo 2, muestras: MY18-10 y -21c), son leucocráticas, holocristalinas, faneríticas y de tamaño grueso y tienen una composición granítica. Las fases minerales mayoritarias son plagioclasa (30-35%), cuarzo (30-35%), feldespato alcalino (20-27%), biotita (8-10%) y muscovita (5%); las fases accesorias son titanita, apatito, circón y allanita; y Los minerales secundarios son sericita, clorita, epidota, óxidos y opacos (tabla 6.1).

La plagioclasa es de tamaño fino y euédrica, la mayoría de los cristales presenta zonamiento composicional o textura poiquilítica poco desarrollada con inclusiones anédricas de cuarzo, y ocasionalmente los cristales de plagioclasa forman bordes en cúspide en contacto con cuarzo (Fig. 6.3-7a y b).

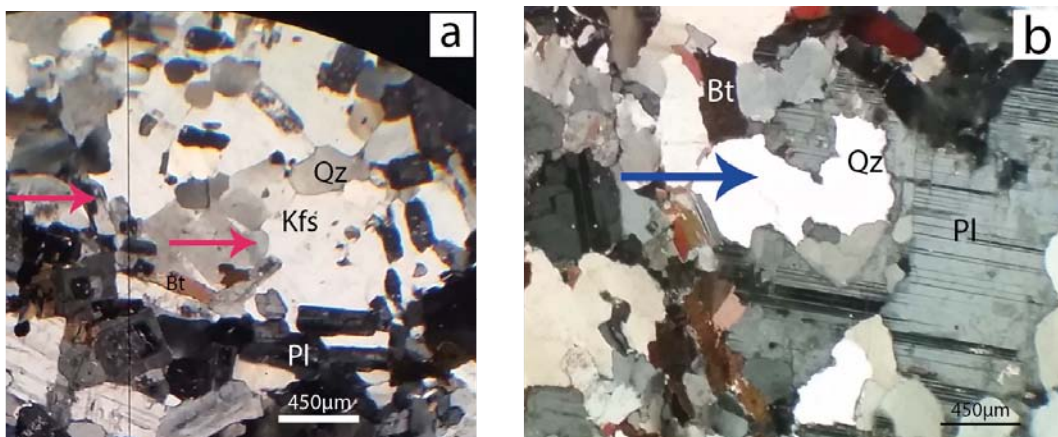


Figura 6.3-7 Fotomicrografías en nícoles cruzados de diatexitas donde se observa: a) diatexita, donde se observa un armazón de feldespato alcalino con inclusiones de plagioclasas con caras cristalinas (flechas rosas), biotita subédricas y cuarzo redondeados. Los bordes tienen terminaciones cúspide en contacto con cuarzo. b) Diteixita donde se observan cristales de plagioclasas con formas cúspide en contacto con cuarzo (flecha azul).

El cuarzo es anédrico y de tamaño fino, presenta extinción ondulante y algunos tienen formas ameboides, el borde entre cristales de esta fase es recto, aserrados o lobulados, y se observaron algunos armazones anédricos. El feldespato alcalino es de euédrico a subédrico y de tamaño de grano fino a medio y presenta texturas pertíticas, de microclina y, en ocasiones, zonamiento composicional o textura poiquilítica; los cristales de feldespato alcalino se agrupan formando armazones y presentan inclusiones de plagioclasa euédrica de tamaño fino, biotita de subédrica a anédrica de tamaño fino y cuarzo redondeado de tamaño fino a medio (Fig. 6.3-7a y 6.3-8).



Figura 6.3-8 Fotomicrografías en nícoles cruzados de una diatexita, donde se observa un armazón de feldespato alcalino con textura pertítica e inclusiones de plagioclasa euédrica, biotitas subédricas y cuarzo redondeado.

Comúnmente, los bordes entre la plagioclasa, el cuarzo y el feldespato alcalino es recto, sin embargo, algunos son lobulados o aserrados, mostrando una ligera migración de bordes. La biotita y moscovita son subédricas y de tamaño fino, que ocasionalmente, presentan indicios de deformación intracristalina, deflexión y ligera imbricación. Los minerales accesorios como circón, apatito y allanita son euédricos y la titanita es subédrica, la allanita presenta un zoneamiento composicional; los cristales de circón y apatito se encuentran como inclusiones de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino y biotita, y la allanita se encuentra como inclusión en cuarzo y plagioclasa. En general las diatexitas presentan microfracturas rellenas de calcita que cortan con diferentes orientaciones a la diatexita.

Diatexitas schlieren

Las diatexitas schlieren (Fig. 4.1-1, Anexo 2 muestras: MY18-15c, -15d, -21b y MY18-30) son leucocráticas con textura inequigranular, holocristalina, fanerítica e hipidiomórfica y de composición que varía de granítica a granodiorítica. Las fases mayoritarias que conforman a la diatexita schlieren son plagioclasa (25-20%), cuarzo (30-35%), biotita (7-20%), anfíbol (10%), feldespato alcalino (1-5%), en menor proporción moscovita, titanita, microclina, las accesorias son circón, apatito y turmalina las secundarias son clorita, opacos, moscovita, carbonato, epidota y sericita. Algunas de las muestras presentan una intensa alteración, ya que están cortadas por vetas de calcita o cuarzo. En las diatexitas schlieren donde abundaba la biotita no se observó anfíbol y viceversa.

La plagioclasa es subédrica de tamaño fino a medio y presenta maclado polisintético, textura poiquilítica poco desarrollada e inclusiones de cuarzo redondeado, en la muestra que contiene anfíbol, las inclusiones son de anfíbol, biotita, titanita y cuarzo redondeado (MY18-15d, -21b y MY18-30). Algunos cristales de plagioclasa presentaban bordes en cúspide incipientes

(Fig. 6.3-9a y b). El cuarzo es anédrico de tamaño medio, presenta una textura ondulante ligera. La biotita es subédrica y de tamaño fino.

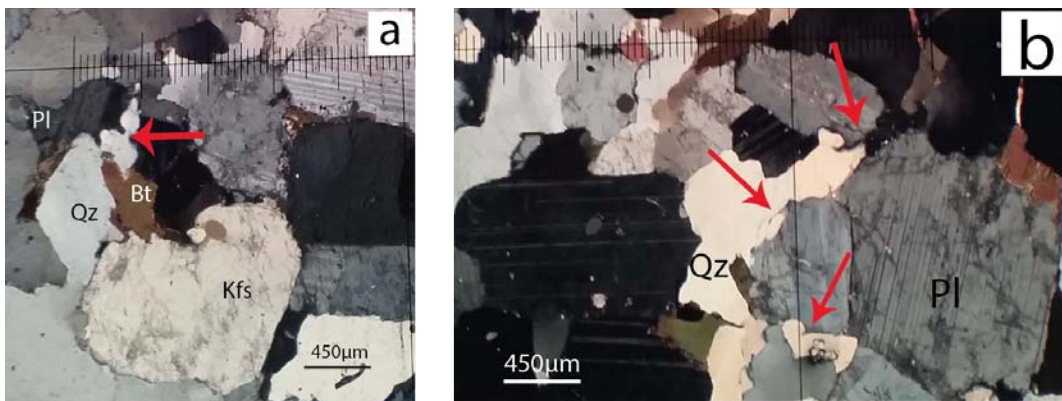


Figura 6.3-9 Fotomicrografías en nicoles cruzados de una diatexita *schlieren*: a) se observa un borde en cúspide de plagioclasa en contacto con cuarzo (flecha roja). b) formas cúspide de plagioclasa, se forman en contactos con cuarzo (flechas rojas)..

En general, las diatexitas *schlieren* muestran una foliación debida a los *schlieren* de biotita, muscovita y cuarzo (Fig.6.3-10), los cuales presentan micro-plegamiento ligero y algunas micas deflexión. Hay otros cristales de biotita que se orientan aleatoriamente y se encuentran aislados unos de otros. Una característica particular es que los cristales de fases leucocráticas presentan una disminución de su tamaño al acercarse al borde de contacto con los *schlieren*; también se observó que las bandas de leucosomas entre dos *schlieren* eran de menor tamaño en comparación al tamaño de los leucosomas que no se encontraban en la misma condición.

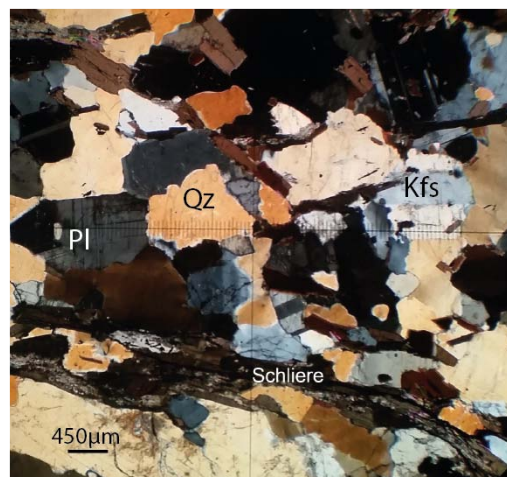


Figura 6.3-10 Fotomicrografías en nicoles cruzados de una diatexita *schlieren*, donde se observa un *schliere* de biotita.

El anfíbol es subédrico de tamaño fino a medio y muestra corrosión hacia los bordes externos de los cristales. El feldespato potásico es subédrico de tamaño fino a medio, presenta una textura de microclina y el contacto con plagioclasa es recto. La titanita es euédrica y de tamaño fino, aparece en la muestra MY18-30 como inclusión de plagioclasa, cuarzo y con mayor frecuencia dentro de anfíbol. El anfíbol es subédrico de tamaño fino a medio, y se encuentra como cristales aislados con una ligera orientación preferencial. El contacto entre

plagioclasa y cuarzo es lobulado y presentan, ocasionalmente, granos de cuarzo intersticial como agregados o cristales aislados, sugiriendo una recristalización por migración de bordes.

Diatexita masiva con calcisilicatos

La diatexita masiva con calcisilicatos (Fig. 4.1-1, Anexo 2 muestra MY19-31) corresponde a la litología diatexita masiva observada en campo (Fig. 4.2.3-10). La característica más relevante de este litotipo es que cuenta con fases máficas calcisilicatadas, concretamente, agregados de piroxeno con coronas de reacción de anfíbol (Fig. 4.2.3-10 y 6.3-11). El tamaño de estas fases llegaba a escalas de centímetros, por lo que en lámina delgada no se observa en general la diatexita, ya que predominan tamaños de grano muy gruesos.

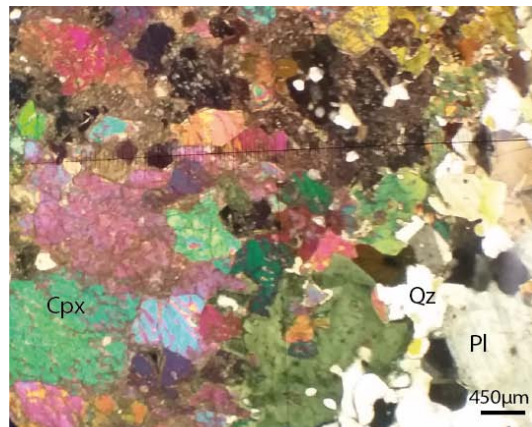


Figura 6.2-12 Fotomicrografías en nicoles cruzados de una diatexita masiva donde se observan piroxeno, cuarzo y plagioclasa.

Las fases mayoritarias son clinopiroxeno (50%), anfíbol (20%), plagioclasa (15%), cuarzo (10%), ortopiroxeno (3%) y feldespato alcalino (1%), los minerales accesorios son titanita y circón, y las fases secundarias son opacos. La diatexita masiva con calcisilicatos es de tamaño de grano y presenta una textura granoblástica, donde se observan puntos triples en las zonas leucocráticas. Ocasionalmente, se desarrollan texturas gráficas entre cuarzo y anfíbol. El clinopiroxeno es euédrico de tamaño medio, presenta inclusiones redondeadas de cuarzo y está alterado a opacos que se encuentran como inclusiones y el anfíbol lo sustituye. El anfíbol es subédrico de tamaño medio, algunos cristales están muy corroídos y otros presentan inclusiones de ortopiroxeno euédrico y titanita. La plagioclasa es subédrica y de tamaño fino. El cuarzo es anédrico y fino. El ortopiroxeno es euédrico de tamaño medio, presenta coronas de reacción de anfíbol. El feldespato es subédrico y de tamaño medio, son muy poco abundantes y la mayoría tiene textura de microclina poco desarrollada. De las fases secundarias, la sericita altera a plagioclasa en las maclas, los opacos como inclusiones de anfíbol y piroxeno como inclusiones anédricas. Se observaron microfracturas rellenas de opacos rojizos que cortan en diferentes orientaciones a la roca.

6.4 Paleosomas/material residual

De acuerdo con las observaciones y el análisis de contactos realizados en campo, se identificaron tres grupos principales de paleosomas o material residual: 1) calcisilicatos, 2)

esquistos-gneis de biotita y 3) gneis/esquistos de anfíbol. Los calcisilicatos están descritos con mayor detalle en la sección 6.3 “Diatexitas masivas”.

El esquistos-gneiss de biotita, (Fig. 4.1-1, Anexo 2, muestras: MY18-21a y -25b) es hipidioblástico, con textura grano-lepidoblástica y el tamaño de grano es fino. Las fases principales son: plagioclasa (17-30%), biotita (20-40%), cuarzo (20-25%), feldespato alcalino (20%), las accesorias son apatita, circón, titanita, y las secundarias son opacos, óxidos, clorita, sericita y epidota. La plagioclasa es subédrica de tamaño fino y no todos los cristales presentan macla polisintética característica, si bien pueden presentar una textura poiquilítica poco desarrollada. El cuarzo es anédrico de tamaño fino y puede presentar extinción ondulante ligera. La biotita es subédrica a euédrica de tamaño medio y coloración café o café-verdoso y, comúnmente, se observa foliación, a pesar de que hay cristales orientados aleatoriamente. El feldespato alcalino es de subédrico a euédrico, tamaño fino, y textura perítica. El contacto entre las feldespatos y cuarzo es recto o lobulados, mientras que entre cristales de cuarzo es aserrado, debido a una recristalización por migración de bordes. En una de las muestras estudiadas hay cristales opacos euédricos de gran tamaño, distribuidos homogéneamente en toda la lámina y que, ocasionalmente, están rodeados por titanita (Fig. 6.4-1).

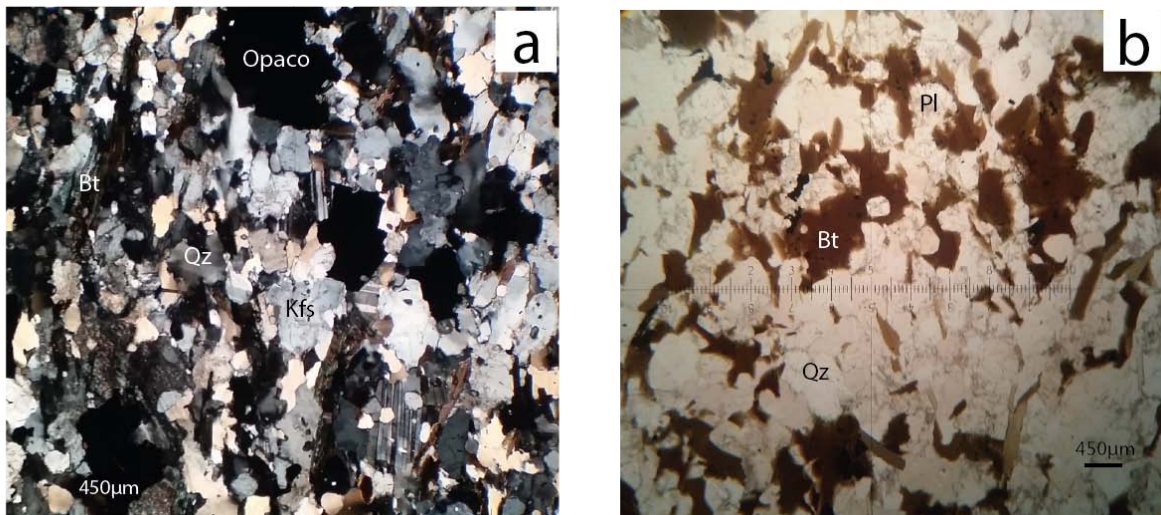


Figura 6.4-1 Fotomicrografías en nicols cruzados del esquistos-gneis de biotita.

El gneis/esquistos de anfíbol (Fig. 4.1-1, Anexo 2, muestras: MY18-1, -12, 13, 14a, 14b, 25a, 26a y MY19-31a), es granoblástico, inequigranular e hipidioblástico. Este litotipo preserva un microbandeamiento félsico-máfico, donde las bandas máficas están compuestas por anfíbol (45-55%), plagioclasa (16-18%), cuarzo (11-15%), titanita (5-7%), biotita (3-9%), opacos, y esporádicamente clinopiroxenos, actinolita y microclina. En cambio, las bandas félsicas están compuestas de cuarzo (45%), plagioclasa (40%), apatito (5%), anfíbol (5%), granate (5%) y opacos, ocasionalmente se observaron bandas de cuarzo y feldespato de grano grueso.

El anfíbol es euédrico a subédrico de tamaño fino, en ocasiones se observan puntos triples entre cristales de la misma fase, presenta inclusiones de ilmenita, biotita, apatito y titanita euédricos. La plagioclasa es subédrica de tamaño fino y, ocasionalmente, presenta una textura poiquilítica poco desarrollada. El cuarzo es anédrico de tamaño fino y se observan puntos triples en el contacto cuarzo-plagioclasa, presenta inclusiones de granate euédricas. La titanita es euédrica de tamaño de grano muy fino. La biotita subédrica de tamaño fino,

coloración es naranja-marrón y su distribución no es homogénea en toda la lámina. El granate es subédrico de tamaño de grano muy fino y se localiza principalmente en las bandas félsicas, presenta inclusiones de opacos y presenta un contacto recto con titanita. Las fases secundarias son sericita por alteración de las maclas de plagioclasa, opacos que se presentan como inclusiones de fases máficas, ilmenita, epidota, mica blanca, clorita, clinozoisita estas últimas presentes como inclusiones, calcita rellenando fracturas, y las accesorias apatito y circón. Las muestras tienen vetas de cuarzo y plagioclasa, y ocasionalmente microfracturas rellenas de opacos (fig. 6.4-2).

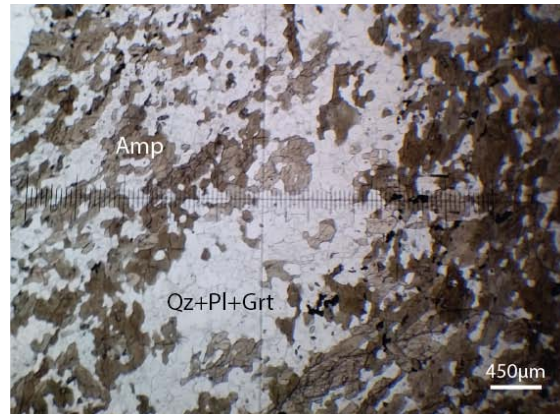


Figura 6.4-2 Fotomicrografías del gneis de anfíbol con textura granoblástica definida por bandas félsicas intercaladas con máficas.

6.5 Esquisto Sarabia

El esquisto Sarabia (Fig. 4.1-1, Anexo 2, muestras: MY18-28 y MY19-32) es hipidiomórfico y de grano fino, donde el cuarzo es la fase predominante (15-40%). Este esquisto se definió como esquisto de calcita y moscovita/ esquisto metapelítico debido a que muestra una foliación grano-lepidoblástica y se observa un bandeamiento definido por la intercalación de capas de cuarzo, lentes de moscovita y carbonatos. Los lentes de moscovita están deformados, tienen micropliegues y clivaje de crenulación. Los lentes de carbonatos presentan textura granoblástica. En algunas bandas el tamaño del cuarzo es mucho mayor que el resto (tabla 6.1).

La calcita (50%) es euédrica y de grano fino. El cuarzo es anédrico de tamaño fino o grueso, En las zonas de mayor tamaño presenta contactos lobulados y extinción ondulante; mientras que en las zonas de menor tamaño de grano, el cuarzo presenta contactos rectos y/o puntos triples. El cuarzo tiene inclusiones de apatito, granate y rutilo euédricos. La biotita y moscovita son subédricas de tamaño fino, y siguen una foliación preferencial, desarrollan micropliegues y clivaje de crenulación. Estas fases minerales tienen inclusiones de rutilo y granate euédricos. La plagioclasa es subédrica y de tamaño fino, pueden presentar textura mirmequítica poco desarrollada, están muy corroídos o alterados a sericita en las maclas (Fig. 6.5).

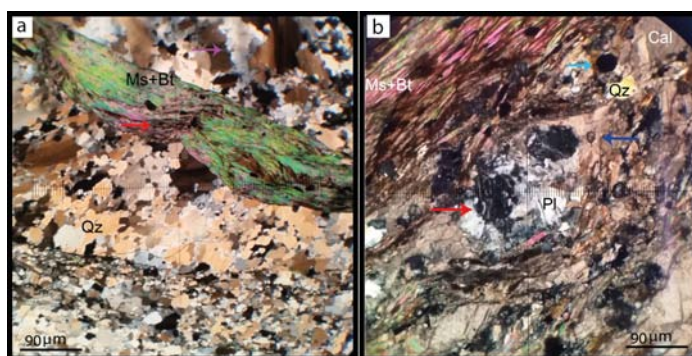


Figura 6.5 Fotomicrografías del Esquisto Sarabia. a) Se observa un micropliegue (flecha roja), en la imagen se observan las dos zonas con diferentes tamaños del cuarzo. Se muestran los contactos irregulares (flecha rosa). b) Se observan las bandas de carbonatos, textura mirmequítica (flecha roja), rutilo (flecha azul rey) y una magnetita o ilmenita (flecha azul claro). En la parte central se observa un porfidoblasto de plagioclasa el cual parece que está rotando, las calcitas y micas alrededor forman una sombra de deformación.

7. Química mineral

En este capítulo se muestra la composición química, analizada mediante microsonda electrónica de las principales fases presentes como mica, anfíbol, feldespato, granate y piroxeno, en las muestras analizadas petrográficamente.

Tabla 7-1 se muestran los tipos de roca y las fases analizadas en microsonda electrónica.

Clave	Tipo de roca	Fases analizadas
MY18-14a	Gneis de anfíbol	Anfíbol, feldespato, granate
1518 (a)	Calcisilicato	Piroxeno, anfíbol, feldespato, mica
MY18-5	Granito	Feldespato, mica
MY18-6	Granito	Feldespato, granate, mica
MY18-8	Esquisto de Biotit con Silimanita	Feldespato, granate, mica
MY18-24a	Gneis de biotita	Feldespato, mica

7.1 Feldespatos

Los cristales de feldespato se analizaron en el esquisto pelítico, granito San Miguel, gneis de anfíbol, gneis de biotita (metatexita estromática) y el calcisilicato (tabla 7.1). Los datos obtenidos se presentan en la tabla 7.1-1 y Figura 7.1-1.

Tabla 7.1 Contenido en elementos mayores (% en peso) de los cristales de feldespato medidos mediante microsonda electrónica en las muestras procedentes de la Migmatita Magdalena.

Feldespatos							
Clave	1518a	MY18-5	MY18-5	MY18-6	MY18-8	MY18-14a	MY18-24a
% en peso							
$M_1T_4O_8$							
SiO ₂	55.484	65.037	54.480	63.037	61.320	46.896	57.88
Al ₂ O ₃	29.051	19.283	25.189	19.203	25.132	36.471	24.447
CaO	9.1314	0.049	7.019	0.057	5.312	17.296	5.453
Na ₂ O	5.724	0.663	7.145	0.577	8.748	1.426	7.682
K ₂ O	0.112	16.158	0.294	16.269	8.748	0.031	0.324
Total	99.685	101.289	94.727	99.143	100.619	102.12	95.794
apfu							
Si	9.979	11.870	10.305	11.795	10.823	8.421	10.739
Al	6.158	4.169	5.749	4.235	5.228	7.718	5.345
Na	1.996	0.235	2.620	0.209	2.993	0.496	2.763
Ca	0.930	0.010	1.422	0.011	1.004	3.328	1.084
K	0.026	3.762	0.071	3.883	0.024	0.007	0.077
Total	19.953	20.04	20.16	20.134	20.072	19.971	20.008

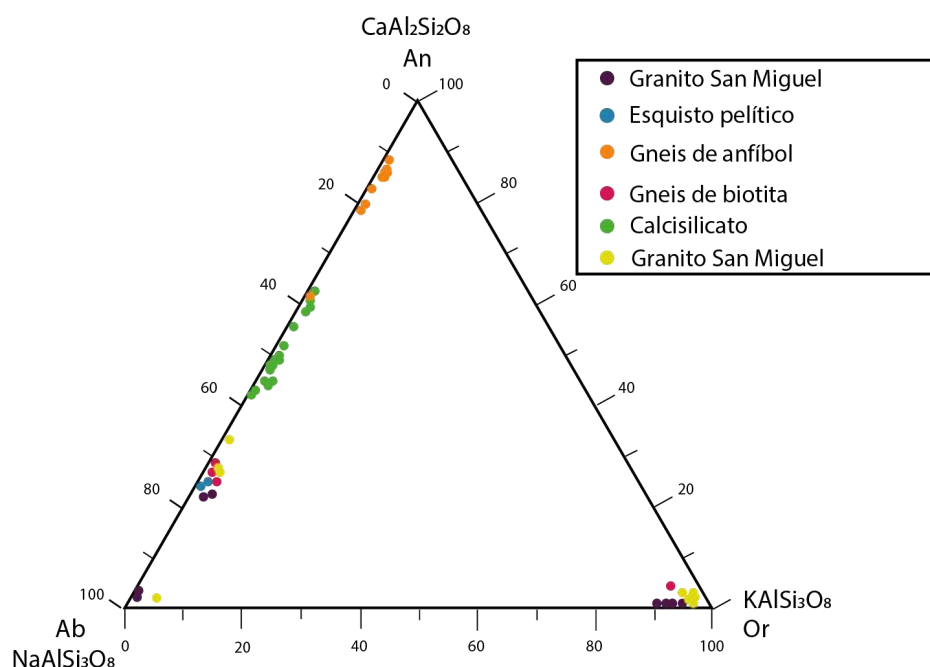


Fig. 7.1-1 Diagrama de clasificación ternario Or-Ab-An que muestra la composición del feldespato analizado en diferentes litotipos de la Migmatita Magdalena (Posterior a Morimoto *et al.*, 1988).

En general, la composición de los feldespatos analizados se encuentra dentro del campo albíta-anortita (Ab-An), a excepción de algunos cristales de granito San Miguel que caen en el vértice de la ortosa (Or) (Fig. 7.1-1).

En el granito San Miguel (MY18-5 y 6) los cristales de feldespato tienen una composición de feldespato alcalino ($An_{0-1.69}Or_{91.98-95.79}$) y plagioclasa ($Ab_{63.7-98.069}An_{24.56-34.58}$); si bien, en el resto de los litotipos el feldespato tiene una composición que varía entre albíta y anortita, con valores bajos en el contenido de álcalis (Fig. 7.1-1). Así, el feldespato del esquisto pelítico es $Ab_{70.80-74.43}An_{24.97-27.9}$, del gneis de biotita es $Ab_{70.42-7-72.09}An_{25.46-27.72}$, el calcisilicato es $An_{42.83-62.35}Ab_{41.00-56.26}$ y el gneis de anfíbol $An_{79.15-86.94}Ab_{12.81-20.69}$.

7.2 Mica

Los cristales de mica se analizaron en el gneis de biotita/metatexita, en el granito San Miguel y en el esquisto de biotita con silimanita (tabla 7.2).

A pesar de que las micas blancas no se analizaron mediante microsonda electrónica, según las asociaciones minerales presentes y sus propiedades ópticas éstas pueden pertenecer a la solución sólida de la moscovita-celadonita. En el caso de las micas oscuras en la tabla 7.2 se muestran análisis expresados en porcentaje en peso.

Tabla 7.2 Contenido en elementos mayores (% en peso) de los cristales de mica medidos mediante microsonda electrónica en las muestras procedentes de la Migmatita Magdalena.

Biotita			
Clave	MY18-6	MY18-8	MY18-24a
% en peso			
SiO ₂	34.818	36.594	36.479
TiO ₂	3.291	2.591	3.146
Al ₂ O ₃	18.718	20.167	18.476
FeO	25.839	19.694	21.495
MgO	5.216	8.575	8.461
Na ₂ O	0.127	0.222	0.054
K ₂ O	9.999	10.029	10.290
F	0.127	0.297	0.210
Total	98.082	98.044	98.523
apfu			
<i>I₂M₄₋₆T₈(OH,F)₄</i>			
Si	5.34	5.41	5.44
Al ^{IV}	2.66	2.59	2.56
Sitio T	8	8	8
Al Tot	3.38	3.51	3.25
Fe ²⁺ Tot	3.31	2.43	2.68
Ti	0.38	0.29	0.35
Al ^{VI}	0.72	0.92	0.69
Mg	1.19	1.89	1.88
Sitio M	5.6	5.53	5.6
Na	0.04	0.06	0.02
K	1.95	1.95	1.96
Sitio I	1.99	2.01	1.98
OH	4	4	4
F	0.062	0.139	0.099
X _{Mg}	0.264	0.437	0.4124

En la Figura 7.2-1a se observa que las micas oscuras caen en el campo de la solución sólida biotita-siderofilita, las cuales presentan variaciones composicionales en función de su contenido en aluminio y magnesio.

Las micas oscuras del granito San Miguel muestran (Fig. 7.2-1b, c y d) los valores más altos de Fe²⁺ (Fe²⁺=3.12-3.64 apfu/26.825-25.322 % en peso) y Ti (0.31-0.43 apfu/2.725-3.838 % en peso), por el contrario, presentan valores bajos en Al (Al=1.05-1.7 apfu/18.826-20.059 % en peso) y con valores de X_{Mg} (X_{Mg}=(Mg/(Mg + Fe²⁺)) de 0.21-0.36. Las micas oscuras del esquisto pelítico muestran (Fig. 7.2-1b, c y d) los valores más bajos de Fe²⁺ (Fe²⁺=2.19-2.6 apfu/18.208-21.250 % en peso) y Ti (0.23-0.33 apfu/2.045-3.039 % en peso), pero los más altos en Al (Al=1.12 a 1.63 apfu/19.611-22.411 % en peso) y X_{Mg} (0.40-0.48). Finalmente, las micas del gneis de biotita muestran (Fig. 7.2-1b, c y d, tabla 7.1) valores intermedios entre ambas ((Fe²⁺=2.56-2.79 apfu/20.799-22.899 % en peso; Ti=0.23-0.33 apfu/2.045-3.039 % en peso; Al=1.12 a 1.63 apfu/19.611-22.411 % en peso y X_{Mg}=0.39-0.42).

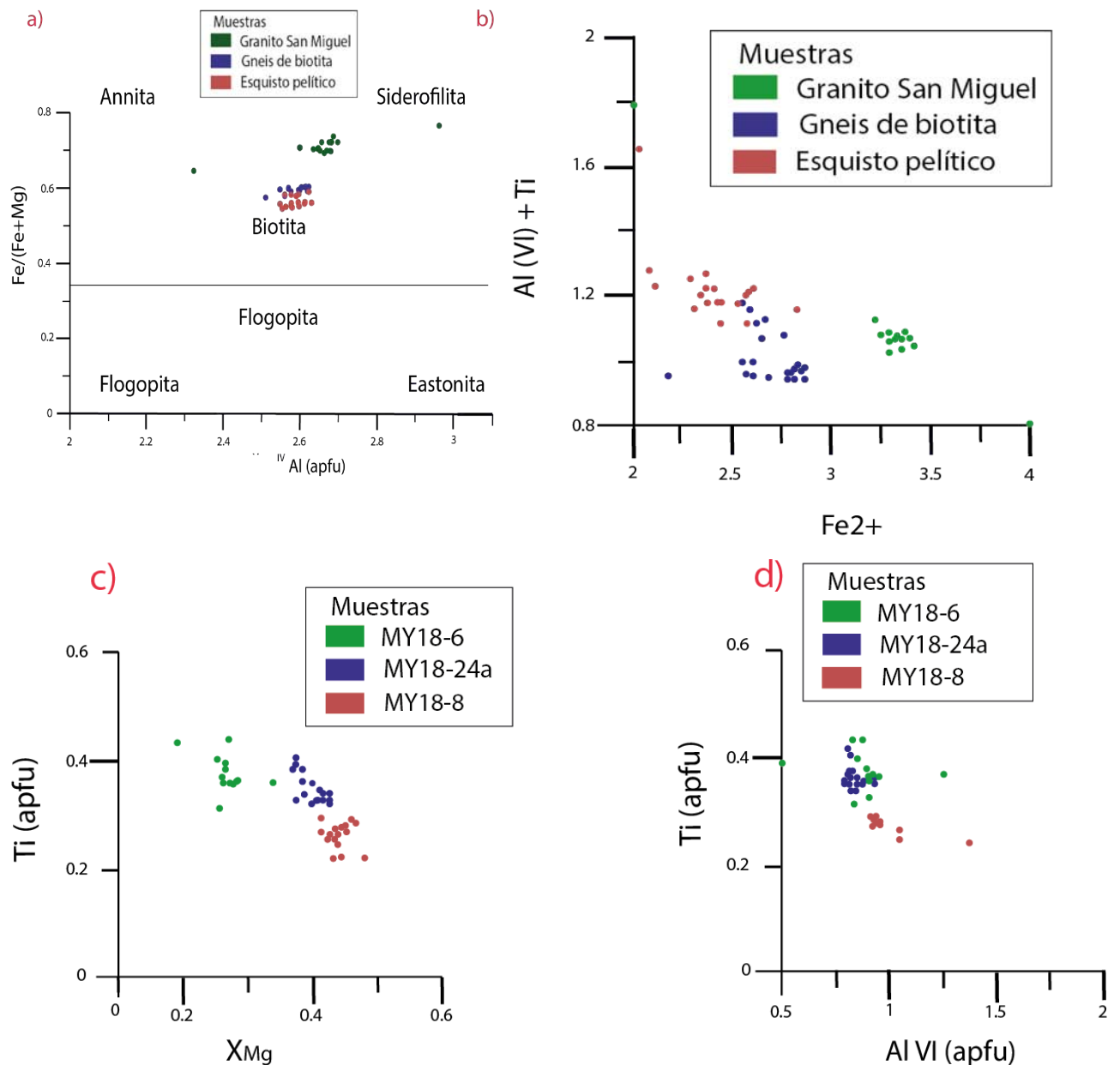


Figura 7.2-1 Variaciones composicionales de la mica oscura procedente del granito San Miguel, gneis de biotita y esquisto pelítico de la Migmatita Magdalena expresados en función de: a) Al^{VI} (apfu) vs. X_{Mg} , modificado de Deer *et al.*, 1996, b) Fe^{2+} vs. $Al^{VI} + Ti$ (en apfu), c) Ti vs. X_{Mg} y d) Al^{VI} vs. Ti .

7.3 Anfíbol

Los cristales de anfíbol se analizaron en un calcisilicato y en un gneis de anfíbol con granate (tabla 7-1), los datos obtenidos se encuentran en la tabla 7.3 y se clasificaron con base a su química mineral utilizando los diagramas de anfíboles cálcicos propuesto por Leake, 1997, teniendo en cuenta las siguientes especificaciones: $Ca_B > 1.5$, $(Na+K)_A < 0.50$, y $Ca_A < 0.5$ (Fig. 7.3-1a), y $(Na+K)_A > 0.5$ y $Ti < 0.5$ (Fig. 7.3-1b), el subíndice A indica una unidad de fórmula

de un sitio que puede ser ocupado por Na y K, y B se refiere a 2 sitios M4 por unidad de fórmula que puede ser ocupado por Mg, Fe²⁺ o Mn y Ca.

Tabla 7.3 Contenido en elementos mayores (% en peso) de los cristales de anfíbol medidos mediante microsonda electrónica en las muestras procedentes de la Migmatita Magdalena.

Anfiboles						
Clave	1518a	1518a	MY18-14a	MY18-14a	MY18-14a	MY18-14a
% en peso						
SiO ₂	42.081	43.524	44.289	43.518	43.888	42.413
TiO ₂	1.230	0.786	0.924	0.923	0.993	1.224
Al ₂ O ₃	13.347	12.244	11.357	11.065	11.404	13.291
FeO	16.035	15.001	19.370	20.428	20.941	18.995
MgO	11.0	11.988	9.368	8.753	8.496	8.572
MnO	0.168	0.141	0.383	0.413	0.469	0.312
Na ₂ O	1.695	1.556	1.080	1.005	1.082	1.115
CaO	12.019	12.005	10.778	10.808	10.921	11.333
K ₂ O	1.377	1.061	0.542	0.475	0.648	0.799
F	0.199	0.057	0.113	0.140	0.140	0.170
Total	99.067	98.339	98.156	97.469	98.923	98.152
apfu						
<i>A₂₋₁B₂C₂T₈O₂₂(OH,F)₂</i>						
Si	6.192	6.378	6.526	6.489	6.497	6.314
Al ^{IV}	1.808	1.622	1.474	1.511	1.503	1.686
Sitio T	8	8	8	8	8	8
Ti	0.136	0.087	0.102	0.104	0.111	0.137
Al ^{VI}	0.506	0.492	0.498	0.434	0.487	0.646
Fe ²⁺	1.545	1.363	1.57	1.646	1.882	1.818
Fe ³⁺	0.4	0.439	0.772	0.871	0.645	0.497
Mg	2.413	2.619	2.058	1.946	1.875	1.902
Sitio C	5	5	5	5.001	5	5
Mn ²⁺	0.021	0.018	0.048	0.052	0.059	0.039
Fe ²⁺	0.028	0.036	0.045	0.03	0.067	0.051
Ca	1.895	1.885	1.702	1.727	1.733	1.808
Na	0.056	0.061	0.206	0.191	0.142	0.102
Sitio B	2	2	2.001	2	2.001	2
Na	0.427	0.381	0.103	0.1	0.169	0.219
K	0.258	0.198	0.102	0.09	0.122	0.152
Sitio A	0.685	0.579	0.205	0.19	0.291	0.371
O	22	22	22	22	22	22
OH	1.907	1.974	1.947	1.934	1.934	1.92
F	0.093	0.026	0.053	0.066	0.066	0.08
Sitio W	2	2	2	2	2	2
Total	15.685	15.579	15.206	15.191	15.292	15.371
XMg	0.605	0.652	0.560	0.537	0.490	0.504

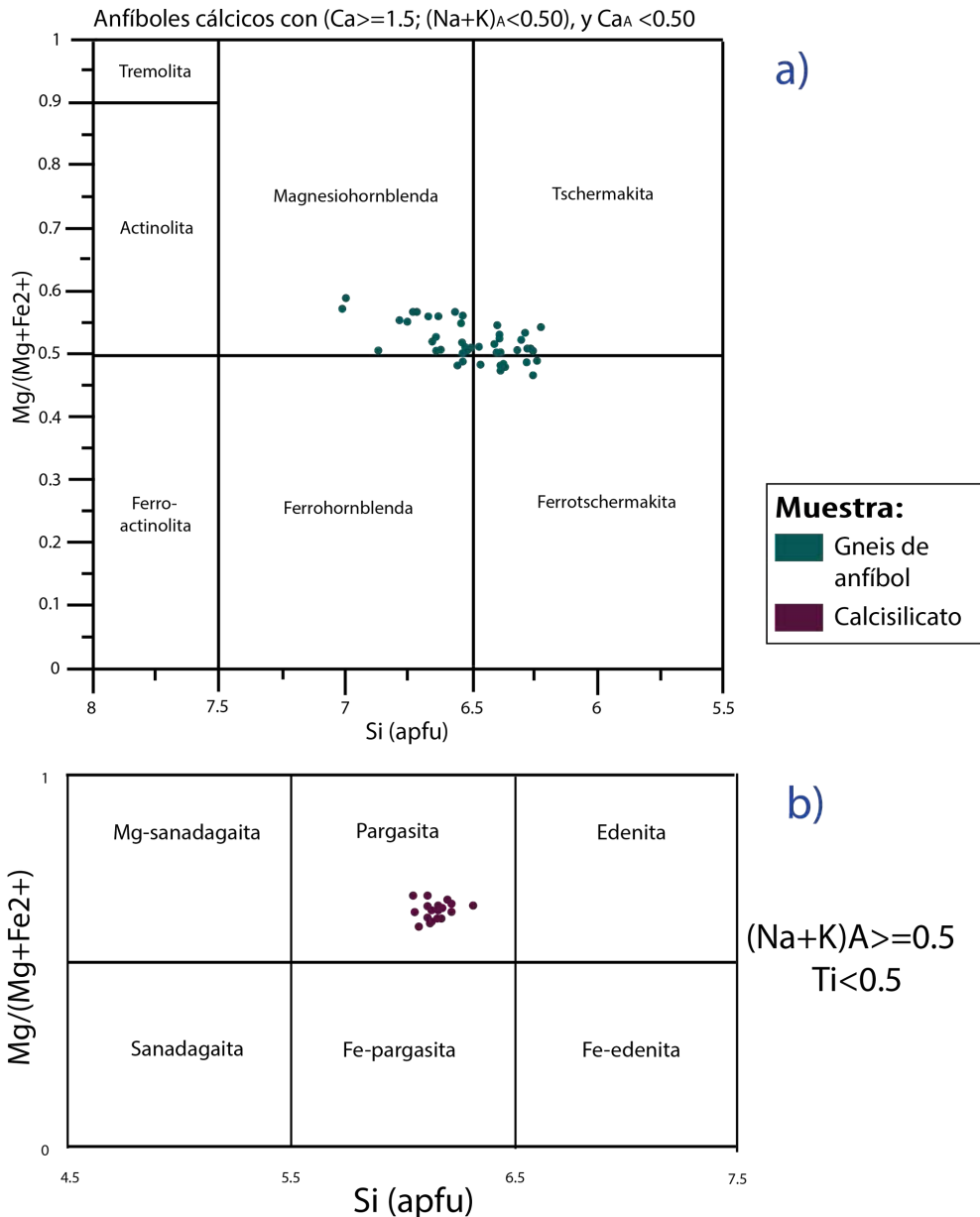


Figura 7.3-1 Variaciones composicionales del anfíbol cálcico procedente del calcisilicato y del gneis de anfíbol con granate de la Migmatita Magdalena expresados en función de: a) $Ca_B > 1.5$, $(Na+K)_A < 0.50$, y $Ca_A < 0.5$ y b) $(Na+K)_A > 0.5$ y $Ti < 0.5$ (Leake, 1997).

Los cristales de anfíbol del calcisilicato se clasifican como pargasita (Fig. 7.3-1a); mientras que los del gneis de anfíbol con granate son principalmente magnesio-hornblenda y tschermakita y, en menor medida, ferro-hornblenda y ferro-tschermakita (Fig.7.3-1b).

Los cristales analizados en el gneis de anfíbol presentan (tabla 7.3) valores más altos de Fe^{2+} ($Fe^{2+} = 1.516-1.88$ apfu/17.99-21.396% en peso) y de Ti ($Ti = 0.078-0.153$ apfu/0.702-1.354% en peso). Y los valores más bajos de Mg ($Mg = 1.847-2.525$ apfu/7.952-11.707 % en peso), Ca^{+} ($Ca^{+} = 1.674-1.808$ apfu/10.607-11.333 % en peso) y K^{+} ($K^{+} = 0.052-0.157$ apfu/0.283-0.820% en peso).

Por otro lado, el calcisilicato presenta (tabla 7.3) los valores más bajos de Fe^{2+} ($Fe^{2+} = 1.193-1.54$ apfu/14.135-16.035% en peso) y Ti ($Ti = 0.062-0.119/0.556-1.230\%$ en

peso). Pero los más altos de Mg (Mg=2.411-2.671 apfu/10.879-12.258 % en peso), de Ca⁺ (Ca⁺=1.812-1.907 apfu/11.516-12.086% en peso) y K⁺ (K⁺=0.186-245 apfu/0.986-1.295% en peso).

7.4 Granate

Los cristales de granate analizados proceden del esquisto pelítico, el gneis de anfíbol y los granitos de los Diques San Miguel (Tabla 7.1). Los datos obtenidos se presentan en la tabla 7.4 y en la Figura 7.4-1.

Tabla 7.4 Contenido en peso en elementos mayores (% en peso) de granate medido mediante microsonda electrónica en las muestras procedentes de la Migmatita Magdalena.

Granate			
Clave	MY18-6	MY18-8	MY18-14a
% en peso			
SiO ₂	36.757	36.876	37.648
Al ₂ O ₃	20.892	20.818	20.767
FeO	33.879	28.547	24.259
MgO	1.825	2.730	1.881
MnO	5.507	9.813	7.426
CaO	1.151	1.189	8.177
Na ₂ O	0	0.026	0.034
K ₂ O	0	0	0.019
Total	100.006	99.989	100.211
apfu			
<i>X₃Y₂Z₃O₁₂</i>			
Si	2.9905	2.9801	3.0019
Al	2.0032	1.9829	1.9515
Fe ²⁺	2.2893	1.8684	1.5677
Fe ³⁺	0.0158	0.610	0.050
Mn ²⁺	0.3795	0.6717	0.5015
Mg	0.2213	0.3289	0.2236
Na	0	0.0041	0.0053
K	0	0	0
Ca	0.1003	0.1030	0.6986
Total	8.0044	8.5491	8.0001

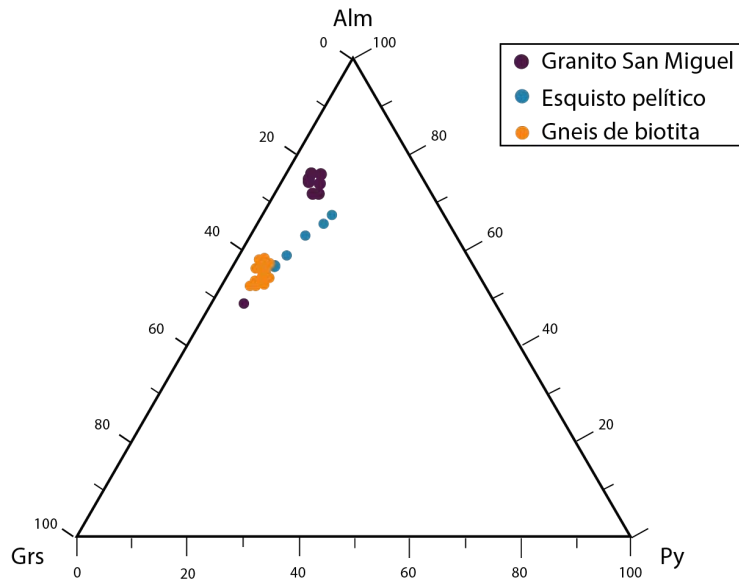


Figura 7.4-1 Composición en términos de los miembros extremos piropo (Py), grosularia, (Grs) y almandino (Alm) en el granate procedente del esquisto pelítico, gneis de anfíbol, y granito San Miguel de la Migmatita Magdalena.

Los cristales de granate analizados del granito San Miguel tienen una composición próxima al campo de almandino (Fig. 4.1-1: Alm₇₅Sps₁₁Py₈Grs_{3.5}). Los cristales del esquisto pelítico presentan menor contenido en almandino y grosularia, pero mayor en piropo y esferartina (Fig. 4.1-1: Alm₆₀Sps₂₁Py₁₁Grs_{2.5}), los del gneis de anfíbol tienen los valores más bajos en almandino y piropo, pero mayores en grosularia (Fig. 4.1-1: Alm₅₀Sps₁₆Py₇Grs₁₉).

7.5 Piroxeno

Los cristales de piroxeno analizados proceden de los calcisilicatos (tabla 7.1). Los datos obtenidos se presentan en la tabla 7.5 y Figura 7.5-1.

Tabla 7.5 Contenido en elementos mayores (% en peso) de piroxeno medido mediante microsonda electrónica en las muestras procedentes de la Migmatita Magdalena.

Piroxeno

Clave	1518a	1518a	1518a
% en peso			
SiO ₂	52.560	52.849	53.271
Al ₂ O ₃	1.922	1.686	1.346
FeO	7.320	7.287	7.434
MgO	13.706	13.420	12.288
MnO	0.188	0.284	0.351
CaO	23.370	23.571	23.938
Na ₂ O	0.524	0.410	0.370
TiO ₂	0.135	0.094	0.099
Total	99.725	99.601	100.097
apfu			
Si	1.952	1.970	1.980
Al	0.084	0.074	0.059
Fe ²⁺	0.186	0.217	0.229
Fe ³⁺	0.042	0.010	0.002
Mn ²⁺	0.006	0.009	0.011
Mg	0.2213	0.746	0.736
Na	0.038	0.030	0.027
Ca	0.930	0.941	0.953
Ti	0.004	0.003	0.003
Total	4	4	4

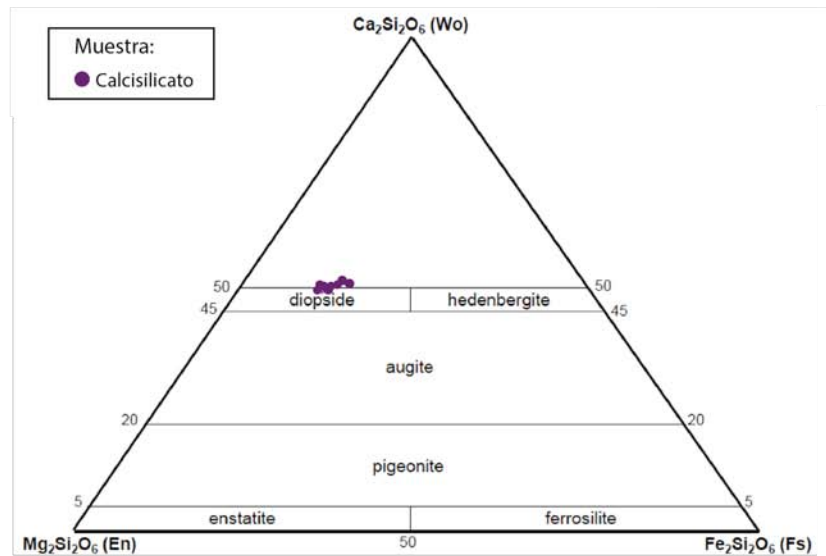


Figura 7.5-1 Diagrama de clasificación ternario Wo-En-Fs que muestra composición del piroxeno analizado en los calcisilicatos de la Migmatita Magdalena (posterior a Morimoto, *et al.*, 1988).

El piroxeno analizado en los calcisilicatos tiene una composición de diopsido con un ligero enriquecimiento de wollastonita (Wo₅₀En₄₀Fs₁₀) de forma que se clasifica dentro del grupo de los clinopiroxenos. Cabe mencionar que esta fase es la más escasa respecto al resto de las fases presentes en las litologías de la Migmatita Magdalena.

8. Discusión

8.1 Migmatita Magdalena del Complejo Ayú, sur de México

Las rocas de la Migmatita Magdalena del Complejo Ayú, en el sur de México, están compuestas tanto por rocas metamórficas como ígneas. De acuerdo con el análisis hecho en campo, la secuencia litológica puede ser dividida en los siguientes grupos:

a) Unidad metasedimentaria: Se compone de metatexitas, diatexitas, cuerpos gnéisicos o esquistosos de anfíbol y esquistos pelíticos. De todos los componentes, las metatexitas estromáticas (gneis de biotita) predominan dentro de la Migmatita Magdalena. Una característica importante de esta unidad es que hacia la zona norte el paleosoma predomina con respecto a la zona sur, en esta última, la proporción del neosoma y diatexitas es mayor, además de que las rocas poseen una estructura gnéisica. Considerando que una mayor proporción de diatexitas refleja un aumento en el proceso de fusión parcial (Fig. 2.1.3-2, Sawyer *et al.*, 2008), se sugiere que hacia la zona sur de la migmatita Magdalena existe un aumento de dicho proceso.

Existen otras evidencias registradas en la zona sur del área de estudio como, el aumento en la cantidad de neosoma y leucosoma, desaparición progresiva de estructuras pre-anatéticas, así como la presencia de morfologías diatexíticas (Sawyer *et al.*, 2008), incremento en la cantidad de pliegues isoclinales en el material leucocrático, a comparación de las metatexitas, y la aparición de diatexitas con agregados de piroxeno con coronas de anfíbol, probablemente forman parte del material refractario o productos sólidos tardíos del proceso de fusión parcial (Sawyer *et al.*, 2008). Las evidencias expuestas también sugieren un mayor grado de fusión parcial hacia la zona sur.

Los cuerpos anfíbolíticos aparecen con mayor frecuencia hacia la zona sur de la migmatita, el contacto con las metatexitas estromáticas es de tipo transicional, y no se observaron cambios abruptos entre las litologías, por lo que se sugiere que los cuerpos anfíbolíticos son parte del paleosoma de composición calcárea. Por otro lado, el alto contenido de anfíboles, sugiere que podría representar parte del material residual.

El contacto entre el esquisto Chazumba y la Migmatita Magdalena es difuso y poco claro ya que, en la zona transicional predomina la presencia del enjambre de intrusiones del granito San Miguel, lo que evita que el contacto entre las dos unidades aflore.

Por último, el Esquisto Sarabia de origen metasedimentario, el cual no forma parte de las unidades migmatíticas, pero al estar dentro del área y cercano al foco de migmatización (~2km) se incluyó en la descripción del área de estudio. Se hace notar que la asociación estable cuarzo-calcita-rutilo corresponde a presiones típicas de ambientes metamórficos de presión alta.

b) Unidad ígnea: Los sills y diques de composición trondhjemitica y ganítica, y texturas de aplíticas a pegmatíticas, cortan al esquisto pelítico y al Litodema Chazumba ubicado al norte del área de estudio, lo cual sugiere que fueron posteriores y producto del proceso de fusión parcial, además, las similitudes composicionales y edades de la Migmatita Magdalena y los intrusivos San Miguel Triásico (Tardío-Jurásico Medio: 205-170 Ma), se consideran como producto del mismo evento tectonotermal (Yáñez *et al.*, 1991).

8.2 Estructura regional

El contraste de las direcciones de inclinación entre el área norte (rumbo NE-SW se inclina con un ángulo de 28° hacia el NW) y sur (rumbo NE-SE y se inclinan 38° en promedio hacia el SW, Fig. 8.2-1) indica la presencia de un domo o semidomo podrían (Ortega-Gutiérrez, 1975 y Keppie *et al.*, 2004) acerca de la presencia de un domo o semidomo con una inclinación hacia el SW-NW. Lo cual sugiere que la migmatita pudo haberse formado bajo condiciones de extensión.

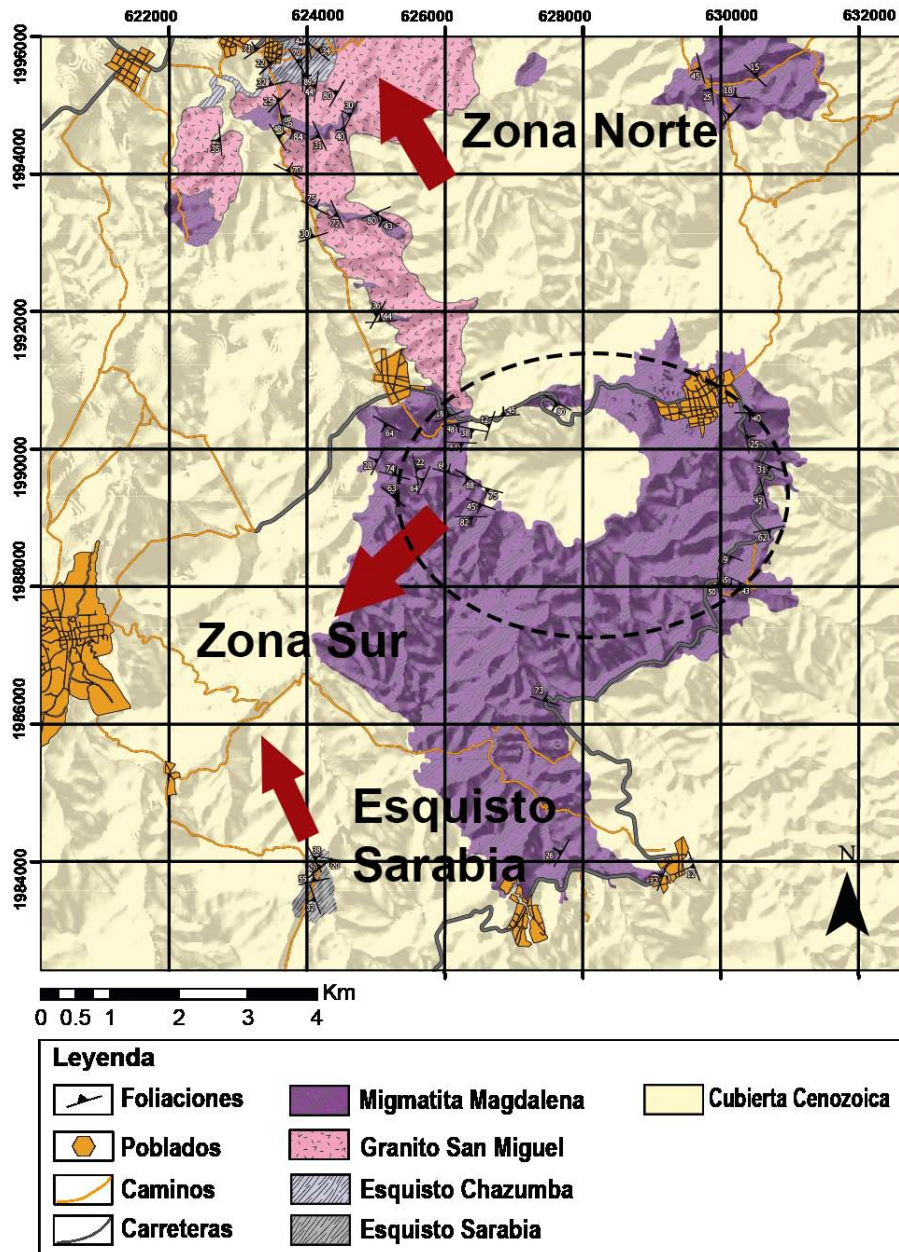


Fig. 8.2-1 Diagrama de las direcciones principales de foliación medidas en la migmatita (zona sur), el esquistos de biotita con sillimanita (zona norte) y el esquistos Sarabia. Las flechas color vino señalan la dirección principal de foliación en cada zona y el círculo punteado señala la posible ubicación del centro del domo.

De acuerdo con las evidencias de fusión en la zona sur de la Migmatita Magdalena, así como la presencia de diatexitas masivas y diatexitas schlieren, específicamente el área que abarca los poblados de Magdalena Tetaltepec, San Miguel Ixtlán y Ahuehuitlán de González (Fig. 2.1.3-2), se propone que la parte central del domo formado por el evento tectonotermal se localiza en esta región. Desafortunadamente, la cubierta sedimentaria Cenozoica en la zona sugerida como el centro del domo evita la exposición de más afloramientos que sustentan la propuesta.

Los intrusivos no siguen un patrón, ya que se orientan en diferentes direcciones, además, en la zona norte los intrusivos tienen echados subverticales principalmente y en la sur predominan los subhorizontales.

En el caso de los pliegues medidos en la zona norte, la dirección de inclinación es consistente cinemáticamente con la foliación. Por otro lado, los datos de ejes de pliegue y planos axiales en la zona sur también son consistentes cinemáticamente con la dirección de los planos de foliación de la zona.

Cabe resaltar que, en la parte sur, los datos de foliación se distribuyen de forma dispersa en el estereograma a diferencia de los datos en el norte del área, por lo que se sugiere una deformación más heterogénea relacionada a la predominancia de procesos migmatíticos, así como el estado sólido-líquido de las rocas por su cercanía al foco de migmatización.

El Esquisto Sarabia tiene una foliación que se inclina hacia el NW la cual coincide con la dirección de inclinación de la foliación en la zona norte del área de estudio.

8.3 Evidencia de fusión parcial y formación de las diferentes morfologías migmatíticas

8.3.1 Indicios del inicio de la fusión parcial y formación de metatexitas

En las localidades de Ahuehuitlán de Domínguez y San Miguel Ixitlán (Fig. 4.1-1), donde se observaron metatexitas en parche, el paleosoma se define como un esquisto-gneis de biotita con parches de neosoma y el leucosoma presenta plagioclasa en forma de cúspide, la presencia de este tipo de metatexitas indica que la fracción de fundido es muy baja (Sawyer, *et al.*, 2008), y por tanto, podría ser donde probablemente inició la fusión parcial de las metatexitas, con base en el análisis petrográfico.

En cambio, la presencia de metatexitas estromáticas a lo largo de la Migmatita Magdalena (Fig. 4.1-1) con plagioclasa en forma de cúspide en contacto con cuarzo y con inclusiones de cuarzo redondeado y biotita corroída, sugiere que la fracción de fundido incrementó (Sawyer, *et al.*, 2008).

Finalmente, la presencia de: i) leucosomas con ortoclasa en forma de bolsadas en las metatexitas en parche; ii) leucosomas, rodeados por por anillos de biotita y subparalelos a la

foliación del paleosoma en metatexitas estromáticas, y iii) leucosomas en veta paralelos o perpendiculares a la foliación, indica movilización de los leucosomas a partir de la generación de fundido, lo que contribuyó a la preservación de estructuras pre-anatéticas como la foliación (Sawyer, 1999; 2008).

8.3.2 Transición metatexitas a diatexitas

La transición de una metatexita estromática con mayor proporción de paleosoma (Fig. 4.1-1), a una con menor proporción de paleosoma y mayor de neosoma, así como un cambio difuso de la metatexita a diatexita con estructuras *schollen* (Fig. 4.2.3-3, los *schollen* tienen la misma composición que las metatexitas), y de diatexitas masiva y *schlieric* (Fig. (Fig. 4.2.3-5 y 9), sugiere un aumento de fundido de las metatexitas a las diatexitas. Este aumento de la fusión parcial provocó la desaparición de las estructuras pre-anatéticas en las diatexitas *schlieric* y las masivas/nebulíticas (Sawyer, 2008).

8.3.3 Indicios de fusión en Diatexitas

La presencia de armazones de feldespato alcalino con inclusiones de plagioclasa las cuales presentan caras cristalinas, de biotita y cuarzo redondeado en las diatexitas (Fig. 4.1-1 y 6.3-7), así como la presencia de plagioclasa con bordes en cúspide en las diatexitas *schlieren* podría indicar la presencia de fundido y, por tanto, un mayor grado de fusión parcial en las diatexitas.

Las evidencias de fundido en los diferentes litotipos sustentan el origen de la Migmatita Magdalena como resultado de un proceso de fusión parcial en la región.

8.4 Composición química y posibles protolitos

La presencia de minerales como biotita-granate-cordierita y sillimanita-biotita en el esquistos/gneis micáceo con sillimanita (Bucher, and Grapes, 2011; tabla 6.1, Fig. 6.2-1). Además, el feldespato tiene una composición de albita (mayor contenido de Na⁺) y presenta

las cantidades más altas de Al dentro de las rocas metasedimentarias analizadas (tabla 7.1, Fig. 7.1-1), el granate muestra los contenidos más bajos de Ca⁺ en comparación al granito San Miguel y el gneis de anfíbol, y la biotita presenta las cantidades más altas de Al (tabla 7.2, Fig. 7.2-1), el contenido alto de Al y baja en calcio, así como la presencia de albita sugieren que su protolito es pelítico.

el cual probablemente refleja un ambiente pelágico de depósitos de un océano profundo (Winter, 2014). Lo anterior coincide con la propuesta para el protolito de la migmatita realizada por Helbig *et al.* (2012). En el caso del paleosoma relacionado directamente con las metatexitas también es definido como metapelítico.

La presencia de minerales como anfíbol, piroxeno, epidota, feldespato, titanita y granate en la Migmatita Magdalena, así como la presencia de feldespato (anortita) en el calcisilicato y el gneis de anfíbol, también la cantidad de calcio en el feldespato es alta (tabla 7.1, Fig. 7.1-1) para el feldespato en la metatexita estromática. En el calcisilicato y gneis de anfíbol, el anfíbol es cálcico (tabla 7.3, Fig. 7.3-1). El granate presenta los valores más altos de calcio (tabla 7.4, Fig. 7.4-1) y el piroxeno es cálcico (tabla 7.5, Fig. 7.5-1). Lo anterior sugiere que la Migmatita Magdalena tiene un protolito calcáreo (Ortega-Gutiérrez, 1975; 1978) y uno pelítico, con base en el protolito del esquisto micáceo con silimanita descrito anteriormente.

La composición albitica de la plagioclasa presente en el esquisto pelítico y el gneis de biotita tienen valores similares a los de la plagioclasa del esquisto pelítico con granate del Complejo Xolapa (Gutiérrez, 2015). Los anfíboles analizados en las anfíbolitas están dentro de la familia de anfíboles cálcicos al igual que los anfíboles del Complejo Xolapa (Gutiérrez, 2015).

8.5 Origen de la Migmatita Magdalena

El evento tectónico regional que pudo originar a la Migmatita Magdalena es todavía un tema de debate, a pesar de que existe un consenso en que este evento tuvo lugar bajo un régimen extensional (Ortega-Gutiérrez, 1975; Yáñez *et al.*, 1991; Keppie *et al.*, 2004; Helbig *et al.*, 2012). Una de las hipótesis sobre la génesis de la Migmatita Magdalena sugiere que ésta se formó debido al paso de una pluma al sur de México durante el rompimiento de Pangea (i.e. formación del Océano Atlántico) (Keppie *et al.*, 2004). La otra hipótesis sobre el origen de la

Migmatita Magdalena propone que ésta se formó en una cuenca de trasarco (Helbig *et al*, 2012).

Los datos obtenidos en el presente trabajo contribuyen a la hipótesis del paso de un punto caliente en la zona de estudio y sus alrededores durante el Jurásico, ya que la probable estructura dómica se observa con las diferencias de la inclinación de las capas entre la zona norte y sur. Además de un cambio de temperatura importante, ya que el afloramiento del Esquisto Sarabia a aproximadamente 2 km de distancia de la migmatita Magdalena no presenta indicios de fusión parcial. Los domos formados en la superficie son ocasionados por la presencia de puntos calientes que generan un abultamiento en la litósfera debido al ascenso del manto caliente (Burov E., Guillou-Frottier, 2005). Además de que las temperaturas generadas en la zona fueron suficientemente altas que generaron fusión parcial de la corteza continental.

No obstante, se sugiere que para poder desentrañar con precisión el contexto tectónico en el que se formó la Migmatita Magdalena es necesario un estudio de estructura regional y cinemático detallados, así como petrogenético (condiciones P-T metamórficas de formación) y de geoquímica de elementos traza y tierras raras deben ser aplicados para tener más evidencias y poder discernir ella opción con mayor solidez de pruebas.

9. Conclusiones

1. La cartografía realizada permitió establecer relaciones de contacto de tipo cortante entre la Migmatita Magdalena y los Intrusivos San Miguel. Y un contacto transicional entre la Migmatita Magdalena y el Esquisto micáceo con silimanita.
2. El análisis estructural permitió corroborar la presencia de un domo migmatítico en la zona sur del área de estudio (Fig. 8.2-1) con una inclinación hacia el SW-NW de acuerdo con los datos recabados en este trabajo, además de que el proceso de anatexis habría ocurrido bajo un régimen extensional.
3. El aumento de la fracción de fundido, de diatexitas y evidencias micro y macroscópicas de la presencia de fundido ocurre hacia la zona sur de la Migmatita Magdalena, esto sugiere que el centro del domo se localiza en esa región (Fig. 8.2-1), en este lugar también se localiza la transición de metatexitas a diatexitas. Por otro lado, las metatexitas predominan en la zona norte junto con los Diques San Miguel los

cuales se acumulan en las unidades sobreyacentes a la Migmatita Magdalena (Fig. 4.1-1).

4. Se definieron dos posibles protolitos para los paleosomas: i) de origen sedimentario (metapelita), y ii) de posible origen ígneo (anfíbolita), ya que no es evidente si las anfíbolitas son parte del paleosoma o del material residual/refractario con las metatexitas están en contacto. Así que se sugiere realizar un análisis geoquímico de elementos menores o traza en las anfíbolitas con el fin de encontrar alguna relación más directa con la Migmatita Magdalena.
5. Los datos generados en el presente trabajo contribuyen a la hipótesis de que el evento tectonotermal que dio lugar a la formación de la migmatita fue resultado del paso de una pluma mantélica que generó una estructura dómica que se observa en superficie (Fig. 8.2-1), lo anterior ocurrió durante el Jurásico. Sin embargo, se sugiere que se deben realizar estudios estructurales, geoquímicos y de petrogénesis detallados en la Migmatita Magdalena y unidades litológicas aledañas para conocer con mayor precisión la historia tectono-térmica que le dio origen.

10. Referencias citadas

Ashworth, J. R. (1985). *Migmatites*. Springer Science & Business Media. 1-31 pp.

Brown, M. (1973). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*, 84, 371-IN2.

Brown, M. (1994). The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36(1-2), 83-130.

Brown, M., Rushmer, T., & Sawyer, E. W. (1995). Introduction to special section: mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15551-15563.

Brown, M. (2001). Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Journal of Earth System Science*, 110(4), 313-336.

Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media. 21-174; 257-306 pp.

Burov E., Guillou-Frottier (2005). Modeling plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic lithosphere. <http://www.mantleplumes.org/LithUplift.html>

Büttner, S. H. (2009). The Ordovician Sierras Pampeanas–Puna basin connection: basement thinning and basin formation in the Proto-Andean back-arc. *Tectonophysics*, 477(3-4), 278-291.

Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 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 Tecmazúchil. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 30(1), 24-50.

Carrington, D. P., & Harley, S. L. (1995). Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(3-4), 270-291.

Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21(5), 419-422.

Clemens, J. D., & Vielzeuf, D. (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2-4), 287-306.

Currie, C. A., & Hyndman, R. D. (2006). The thermal structure of subduction zone back arcs. *Journal of Geophysical Research*, 111(B8), 1–22. <https://doi.org/10.1029/2005jb004024>.

d'Acremont, E., Leroy, S., & Burov, E. B. (2003). Numerical modelling of a mantle plume: the plume head–lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4), 379-396.

Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1966). *Rock-Forming Minerals*, vol. 3: Sheet Silicates, London, 1962. *Translated under the title Porodoobrazuyushchie mineraly, Moscow.*

Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J. R., Barreiro, J. G., & Arenas, R. (2012). Extensional flow during gravitational collapse: a tool for setting plate convergence (Padrón migmatitic dome, Variscan belt, NW Iberia). *The Journal of Geology*, 120(1), 83-103.

- Douce, A. E. P., & Johnston, A. D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2), 202-218.
- Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Shoemaker, S., Ruiz, J., & Valencia, V. A. (2004). Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7-8), 1016-1025.
- Figuroa-Salguero, G. (2003). *Caracterización de la Migmatita Magdalena y Geoquímica de los Diques San Miguel, Grupo Petlalcingo, Complejo Acatlán, Sur de México* (Licenciatura). Universidad de Sonora.
- Gervais, F., Nadeau, L., Malo, M., Whitney, D. L., Teyssier, C., & Siddoway, C. S. (2004). Migmatitic structures and solid-state diapirism in orthogneiss domes, eastern Grenville Province, Canada. *Special Papers-Geological Society of America*, 359-378.
- Golonka, J., & Bocharova, N. Y. (2000). Hot spot activity and the break-up of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(1-2), 49-69.
- González, J. J. (2018). Estudio petrográfico de una nueva localidad de rocas ígneas (Formación El Venado) y su implicación geológica. Municipio de Tezoatlán, Oaxaca. Instituto Politécnico Nacional. <https://tesis.ipn.mx/handle/123456789/25856>.
- Johannes, W., & Gupta, L. N. (1982). Origin and evolution of a migmatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(2), 114-123.
- Gutiérrez-Aguilar, F. (2015). *Estudio petrológico del Complejo Xolapa, en la región de Santa María Ipalapa, Oaxaca* (Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México. [https://repositorio.unam.mx/contenidos/estudio-petrologico-del-complejo-xolapa-en-la-region-de-santa-maria-ipalapa-oaxaca-400759?c=L0A3KZ&d=false&q=*.*\)&i=1&v=1&t=search_0&as=0](https://repositorio.unam.mx/contenidos/estudio-petrologico-del-complejo-xolapa-en-la-region-de-santa-maria-ipalapa-oaxaca-400759?c=L0A3KZ&d=false&q=*.*)&i=1&v=1&t=search_0&as=0)
- Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Solari, L. A. (2012). U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Research*, 22(3-4), 910-927.
- Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Solari, L. A. (2013). Exotic rifted passive margin of a back-arc basin off western Pangea: Geochemical evidence from the Early Mesozoic Ayú Complex, southern Mexico. *International Geology Review*, 55(7), 863-881.
- Hill, R. I., Campbell, I. H., & Griffiths, R. W. (1991). Plume tectonics and the development of stable continental crust. *Exploration Geophysics*, 22(1), 185-188.

Hill, R. I., Campbell, I. H., Davies, G. F., & Griffiths, R. W. (1992). Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, 256(5054), 186-193.

Holcombe Rod. (2019). *Georient*. agosto 2019, de Holcombe Sitio web: <https://www.holcombe.net.au/software/georient.html>

Holness, M. B., Cesare, B., & Sawyer, E. W. (2011). Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation. *Elements*, 7(4), 247-252.

Johannes, W., & Gupta, L. N. (1982). Origin and evolution of a migmatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(2), 114-123.

Jurewicz, S. R., & Watson, E. B. (1984). Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85(1), 25-29.

Jurewicz, S. R., & Watson, E. B. (1985). The distribution of partial melt in a granitic system: the application of liquid phase sintering theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(5), 1109-1121.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B. V., Fox, D., & Lee, J. W. K. (2004). Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlán Complex of southern Mexico: Hotspot activity during the breakup of Pangea. *Gondwana Research*, 7(1), 238-260.

Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46(9), 765-794.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Storey, C. D., Jeffries, T. E., & Murphy, J. B. (2006). Detrital zircon data from the Eastern Mixteca Terrane, Southern Mexico: evidence for an Ordovician—Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, 48(2), 97-111.

Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B., & Nance, R. D. (2008). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461(1-4), 277-290.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Ramos-Arias, M. A., Lee, J. K. W., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., & Murphy, J. B. (2010). Late Paleozoic subduction and exhumation of Cambro-Ordovician passive margin and arc rocks in the northern Acatlán Complex, southern Mexico: Geochronological constraints. *Tectonophysics*, 495(3-4), 213-229.

Keppie, J. D., & Ortega-Gutiérrez, F. (2010). 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 21-27.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Lee, J. K. W., & Ortega-Rivera, A. (2012). Constraints on the subduction erosion/extrusion cycle in the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: geochemistry and geochronology of the type Piaxtla Suite. *Gondwana Research*, 21(4), 1050-1065.

Keppie, J. D., Dostal, J., & Shellnutt, J. G. (2016). Old and juvenile source of Paleozoic and Mesozoic basaltic magmas in the Acatlán and Ayú complexes, Southern Mexico: Nd isotopic constraints. *Tectonophysics*, 681, 376-384.

Keppie, J. D., Dostal, J., & Li, J. (2018). Nd isotopic data indicating Oaxacan source of Ordovician granitoids in the Acatlán Complex, southern Mexico: Paleogeographic implications. *Tectonophysics*, 740, 1-9.

Kesler, S. E., & Heath, S. A. (1970). Structural trends in the southernmost North American Precambrian, Oaxaca, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 81(8), 2471-2476.

Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Solari, L. A. (2012). Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Bulletin*, 124(9-10), 1607-1628.

Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Lee, J. K. (2013). Arc plutonism in a transtensional regime: the late Palaeozoic Totoltepec pluton, Acatlán Complex, southern Mexico. *International Geology Review*, 55(3), 263-286.

Kirsch, M., Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Lee, J. K., & Solari, L. A. (2014). A Late Triassic tectonothermal event in the eastern Acatlán Complex, southern Mexico, synchronous with a magmatic arc hiatus: The result of flat-slab subduction?. *Lithosphere*, 6(2), 63-79.

Kriegsman, L. M. (2001). Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56(1), 75-96.

Latorre-Correa, C. (2018). *Análisis de las fábricas de las migmatitas del Oligoceno del terreno Xolapa, localizados entre Puerto Escondido y San Gabriel Mixtepec, Oaxaca, México* (Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México. https://repositorio.unam.mx/contenidos/analisis-de-fabricas-de-las-migmatitas-del-oligoceno-terreno-xolapa-localizadas-entre-puerto-escondido-y-san-gabriel-100311?c=&d=false&q=*&i=37&v=1&t=search_0&as=0

Le Breton, N., & Thompson, A. B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(2), 226-237.

Linnemann, U. (Ed.). (2007). *The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision* (Vol. 423). Geological Society of America. 437; 465 pp.

Maldonado-Villanueva, R. (2011). *Petrología metamórfica de la porción central del Complejo Xolapa, región Cacahuatpec-Amuzgos, Oaxaca* (Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México. [https://repositorio.unam.mx/contenidos/petrologia-metamorfica-de-la-porcion-central-del-complejo-xolapa-region-de-cacahuatpec-amuzgos-oaxaca-459683?c=3ArjXo&d=false&q=*.*\)&i=3&v=1&t=search_1&as=4](https://repositorio.unam.mx/contenidos/petrologia-metamorfica-de-la-porcion-central-del-complejo-xolapa-region-de-cacahuatpec-amuzgos-oaxaca-459683?c=3ArjXo&d=false&q=*.*)&i=3&v=1&t=search_1&as=4)

Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., & Valencia, V. (2010). Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3), 412-430.

Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., & Ayuso, R. A. (2000). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318(1-4), 71-98.

McFadden, R. R., Siddoway, C. S., Teyssier, C., & Fanning, C. M. (2010). Cretaceous oblique extensional deformation and magma accumulation in the Fosdick Mountains migmatite-cored gneiss dome, West Antarctica. *Tectonics*, 29(4).

Mendoza, O. T., & Suastegui, M. G. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 297-324.

Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., & Ortega-Gutierrez, F. (2003). Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern Mexico). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(1), 27-44.

Morales-Gómez, M., Keppie, J. D., & Dostal, J. (2009). Carboniferous tholeiitic dikes in the Salada unit, Acatlán Complex, southern Mexico: a record of extension on the western margin of Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 133-142.

Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chavez, P., & Tolson, G. (1996). Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4), 51-65.

Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., & Keppie, J. D. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 319-341.

Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Dostal, J. (2006). Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, 34(10), 857-860.

Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Dostal, J. (2006). Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, 34(10), 857-860.

Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Dostal, J. (2007). Vestige of the Rheic ocean in North America: the Acatlan complex of southern Mexico. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 423, 437.

Ortega-Gutiérrez, F. O. (1765). *The Pre-Mesozoic Geology of the Acatlán Area, South Mexico* (Doctor). University of Leeds, 181 p.

Gutiérrez, F. O. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 112-131.

Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20(3), 140-157.

Gutiérrez, F. O. (1981). La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 140-157.

Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., & Centeno-Garcia, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., & López, R. (1999). Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27(8), 719-722.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37.

OsGeo (2018). *QGIS 3.2*. agosto 2018, de OsGeo Sitio web: <https://qgis.org/es/site/forusers/download.html>

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., & Martens, U. (2009). Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 201-221.

Ramos, V. A., & Keppie, J. D. (Eds.). (1999). *Laurentia-Gondwana connections before Pangea* (Vol. 336). Geological Society of America.

Ramos-Arias, M. A., Keppie, J. D., Ortega-Rivera, A., & Lee, J. W. K. (2008). Extensional late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 448(1-4), 60-76.

Rey, P., Vanderhaeghe, O., & Teyssier, C. (2001). Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342(3-4), 435-449.

Richter, F., Lana, C., Stevens, G., Buick, I., Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., & Cutts, K. (2016). Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: Records from the Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 272, 78-100.

Rushmer, T. (2001). Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, 342(3-4), 389-405.

Sanchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutierrez, F., Keppie, J. D., Jenner, G. A., Belousova, E., & Maciás-Romo, C. (2004). Ordovician and Mesoproterozoic zircons from the Tecamate Formation and Esperanza granitoids, Acatlán Complex, southern Mexico: local provenance in the Acatlán and Oaxacan complexes. *International Geology Review*, 46(11), 1005-1021.

Sawyer, E. W. (1987). The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology*, 28(3), 445-473.

Sawyer, E. W. (1994). Melt segregation in the continental crust. *Geology*, 22(11), 1019-1022.

Sawyer, E. W. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(3), 269-279.

Sawyer, E. W. (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of metamorphic Geology*, 19(3), 291-309.

Sawyer, E. W., & Brown, M. (Eds.). (2008). *Working with migmatites* (Vol. 38). Mineralogical Assn of Canada. 1-145.

Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites* (Vol. 9). NRC Research press 2-43.

Sawyer, E. W., Cesare, B., & Brown, M. (2011). When the continental crust melts. *Elements*, 7(4), 229-234.

- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. D. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., & Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, *14*(6), 1339-1350.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., & Hames, W. E. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, *365*(1-4), 257-282.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Gutiérrez, F. O., Cameron, K. L., & Lopez, R. (2004). ~ 990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, *21*(2), 212-225.
- Solari, L. A., de León, R. T., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., & 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*(9-10), 1265-1279.
- Spear, F. S., & Spear, F. S. (1995). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. 73-105.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R., & Campa-Uranga, M. 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*(3-4), 682-699.
- Thompson, A. B. (1982). Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, *282*(10), 1567-1595.
- Thompson, A. B., & Connolly, J. A. (1995). Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B8), 15565-15579.
- Tolson, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *57*(1), 111-122.
- Valencia, V. A., Ducea, M., Talavera-Mendoza, O., Gehrels, G., Ruiz, J., & Shoemaker, S. (2009). U-Pb geochronology of granitoids in the north-western boundary of the Xolapa Terrane. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, *26*(1), 189-200.
- Vanderhaeghe, O., Burg, J. P., & Teyssier, C. (1999). Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. *Geological Society, London, Special Publications*, *154*(1), 181-204.

- Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C., & Jamieson, R. A. (2003). Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal–mechanical models overlying subducting mantle lithosphere. *Geophysical Journal International*, 153(1), 27-51.
- Vanderhaeghe, O. (2009). Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477(3-4), 119-134.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G. E., López-Martínez, M., & de la Cruz-Vargas, J. 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 Bulletin*, 119(9-10), 1249-1264.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., & López-Martínez, M. (2009). Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: Its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana. *Tectonics*, 28(4).
- Vernon, R. H., & Collins, W. J. (1988). Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16(12), 1126-1129.
- Vernon, R. H. (2000). Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5(2), 1-23.
- Vernon, R. H. (2018). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge university press.
- Vielzeuf, D., & Holloway, J. R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(3), 257-276.
- Vielzeuf, D., Clemens, J. D., Pin, C., & Moinet, E. (1990). Granites, granulites, and crustal differentiation. In *Granulites and crustal evolution* (pp. 59-85). Springer, Dordrecht.
- Vielzeuf, D., & Schmidt, M. W. (2001). Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(3), 251.
- Whitney, D. L., Teyssier, C., & Fayon, A. K. (2004). Isothermal decompression, partial melting and exhumation of deep continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 227(1), 313-326.

Wimmenauer, W., & Bryhni, I. (2007). Migmatites and related rocks. *IUGS (Ed.), Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, New York, 43-45.

Whitney Donna L., Evans Bernard W. (2010); Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* ; 95 (1): 185–187. doi: <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

Winter, J. D. (2013). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson education.

Wyllie, P. J. (1977). Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, 43(1-2), 41-71.

Yakymchuk, C., Brown, M., Ivanic, T. J., & Korhonen, F. J. (2013). Leucosome distribution in migmatitic paragneisses and orthogneisses: A record of self-organized melt migration and entrapment in a heterogeneous partially-molten crust. *Tectonophysics*, 603, 136-154.

Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutierrez, F., & Gehrels, G. E. (1991). Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103(6), 817-828.

Anexos

Anexo 1: Definición y terminología migmatítica.

De acuerdo con Sawyer *et al.* (2008), las migmatitas son rocas compuestas por 2 o más partes petrográficamente diferentes y que a escala macroscópica son heterogéneas. Una de las partes que conforman a estas rocas está relacionada directamente con un proceso de fusión parcial, las rocas que componen esta parte comparten una relación petrogenética con su protolito a través de la segregación del material fundido de la fracción sólida. La parte que funde experimenta un cambio en su mineralogía, microestructura y el tamaño de grano, además de que la segregación puede o no llevarse a cabo. La cantidad de material que funde dependerá de las condiciones físicas a las que es sometida la roca y de su fertilidad, la cual está relacionada con la composición química-mineralógica de la roca.

Las partes de la migmatita se definen como:

- **Protolito**: esta parte no pertenece directamente a la migmatita pero representa a las rocas de las cuales el neosoma se formó y se encuentra en las partes de bajo grado metamórfico.
- **Neosoma**: Partes del afloramiento que experimentaron fusión parcial denotado por aumento en el tamaño de grano y menor presencia de estructuras pre-migmatización,

como foliación o presencia de pliegues. El neosoma pudo experimentar o no segregación fracción fundida-sólida.

- **Paleosoma:** Parte de la migmatita que no fue afectada por fusión parcial y las estructuras pre-existentes están preservadas (foliación, pliegues y bandeamiento).

El neosoma puede presentar segregación y las partes se denominan leucosoma y melanosoma, también puede presentarse sin segregación, en este caso los márgenes del neosoma son difusos y por tanto, se define como un neosoma nebulítico.

- **Residuo:** Se define como la parte del neosoma en donde predomina la fracción sólida dejada luego de la fusión parcial y la extracción de una cierta cantidad de fundido.
- **Melanosoma:** Como su nombre lo dice es la parte de colores oscuros que conforma al neosoma, es rica en minerales como Bt, Grt, Crd, Opx, Hbl y/o Cpx. También representa la fracción sólida residual luego de que el fundido fue extraído.
- **Leucosoma:** Contiene minerales de colores claros dentro del neosoma, el cuarzo y los feldespatos predominan. Es la parte derivada del fundido parcial que segregó y puede contener evidencias de cristalización del fundido a nivel microscópico.
 - **Leucosoma *in situ*:** Parte del fundido anatético que segregó de su residuo, pero se localiza en el mismo sitio en donde el fundido se generó.
 - **Leucosoma en la fuente:** Producto de fusión que migró lejos del lugar en donde se formó, pero se encuentra cerca de su sitio de origen.
 - **Veta leucocrática:** Parte de la cristalización del fundido anatético que ha migrado fuera de su zona de origen, y que a su vez está intruido en otra parte de la migmatita.
- **Anillo máfico (selvedge):** Es un anillo de composición diferente, color y asociación mineral que separa 2 partes distintas en una migmatita, sin embargo, no representan al material residual. Se desarrollan entre una parte rica en fundido y una pobre en fundido del neosoma, comúnmente bordean a las vetas leucocráticas.

Existe una clasificación de las migmatitas a nivel afloramiento, la cual se relaciona a la morfología que presentan, de las que derivan 2 tipos las de primer y segundo orden. Dentro de las de primer orden se definen los siguientes términos:

- **Metatexita:** migmatita heterogénea y en donde las estructuras pre-existentes a la fusión parcial se conservan en el paleosoma. El neosoma está segregado en leucosoma y melanosoma. Representan un menor grado de fusión.
- **Diatexita:** Migmatita en donde el neosoma predomina, y en donde las estructuras pre-existentes están ausentes y estas fueron reemplazadas por estructuras de flujo syn-anatético. Representan un mayor grado de fusión.

Para la clasificación de segundo orden se derivan los siguientes términos para el caso particular de las metatexitas:

- En pache: Migmatita en donde la fusión parcial ha ocurrido en sitios discretos. Si el neosoma presente no experimentó segregación será color mesocrático y se reconoce principalmente por su tamaño de grano mayor.
- Dilatación: Se observa movilización del fundido generado a zonas de menor presión en donde se acumulará.
- En red: Desarrollo de 2 o más leucosomas orientados en diferentes direcciones que forman patrones con sitios que no sufrieron fusión parcial que representan al paleosoma.
- Estromática: Intercalación de capas de neosoma, en donde los estromas son capas de leucosoma, melanosoma, neosoma no segregado y/o material residual.

Para el caso de las diatexitas se definen los siguientes términos:

- Nebulítica: La fracción de fundido y residuo no presenta separación.
- *Schollen*: Se da un incremento en la fracción del neosoma con fragmentos tabulares denominados “*schollen*” o “rafts” que pueden ser de paleosoma o residuo.
- *Schlieren*: Desarrollo de un bandeamiento composicional, el cual contiene cristales tabulares imbricados más comúnmente biotitas, plagioclasas, sillimanita, ortopiroxenos o anfíboles. Las capas del neosoma son una félsica y una rica en minerales máficos.
- Diatexitica: Proporción de *schlieren* y *schollen* decrece considerablemente, comúnmente presentan una foliación producto del flujo en un estado magmático. Puede presentar bandeamiento composicional.

Anexo 2: Muestras colectadas

Tabla de localización de las muestras colectadas.

Muestra	Estación	Latitud	Longitud
Granito San Miguel			
MY18-15a	D1P9	0625674	1989622
MY18-17	D2P2	0628651	1983796
MY18-19	D2P7	0628324	1986537
MY18-20b	D2P9	0630017	1988060

MY18-21d'	D3P1	0630209	1988047
MY18-22b	D3P2	0623941	1996345
MY18-24a	D4P3	0626921	1990553
MY18-25	D5P1	0626118	1989695
MY18-27b	D6P11	0624108	1994643
MY19-33a	D2P7	0630150	1994923
Esquisto micáceo con sillimanita			
MY18-27a	D6P10		
MY19-34	D3P5	0622697	1994751
Metatexita en parche			
MY18-20A''	D2P9	0630017	1988060
MY18-20a''	D2P9	0630017	1988060
Metatexita estromática			
MY18-24b y b'	D4P3	0626921	1990553
MY18-25c'	D5P1	0626118	1989695
MY18-26	D5P2	0626186	1989196
MY19-33 b y d	D2P7	0630150	1994923
Diatexita			

MY18-10	D1P2	0625012	1989907
MY18-21c	D3P1	0630209	1988047
Diatexita Schlieren			
MY18-15c y d	D1P9	0625674	1989622
MY18-21b	D3P1	0630209	1988047
MY18-30	D7P2	0626188	1990450
Diatexita masiva			
MY19-31	D1P5	0627686	1984207
Paleosomas			
Grupo 1			
MY18-21a	D3P1	0630209	1988047
MY18-25b	D5P1	0626118	1989695
Grupo 2			
MY18-12	D1P4	0624999	198 9884
MY18-13	D1P7	0625328	1989300
MY18-14a y b	D1P8	0625645	1989648
MY18-25a	D5P1	0626118	1989695
MY18-26a	D5P2	0626186	1989196

MY19-31a	D1P5	0627686	1984207
-----------------	------	---------	---------