



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA**  
**DE MÉXICO**

---

Postgrado en Ciencias de la Tierra

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

*GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL CONTACTO ENTRE EL  
LITODEMA CHAZUMBA DEL COMPLEJO AYÚ Y LA  
FORMACIÓN COSOLTEPEC DEL COMPLEJO ACATLÁN,  
SUR DE MÉXICO*

**Tesis para optar el grado de:**

***MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA***

**Presentado por:**

***Gombita Ariza Luis Alberto***

**Tutor: Dr. Mariano Elías Herrera**

**Instituto de Geología**

*Ciudad Universitaria, CDMX, Junio, 2020*



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.





## Contenido

**Resumen**

**Índice**

**Lista De Figuras**

<b>I.</b>	<b>Introducción</b> _____	Pág. 12.
	<b>I.1. ANTECEDENTES</b> _____	Pág. 12.
	I.1.1. EL COMPLEJO ACATLÁN-----	Pág. 12.
	I.1.2. COMPLEJO DE AYÚ-----	Pág. 13.
	<b>I.2. OBJETIVOS</b> -----	Pág. 15.
	<b>I.3. Metodología</b> -----	Pág. 15.
	<b>II. Marco Geológico</b> _____	Pág. 16.
<b>III.</b>	<b>Marco Teórico</b> _____	Pág. 19.
	CLASIFICACION SEGÚN LA FORMA DE LOS PLIEGUES (RAMSAY)-----	Pág. 21.
<b>IV.</b>	<b>IV. Análisis Estructural</b> _____	Pág. 23.
	<b>IV.1 FORMACION COSOLTEPEC</b> -----	Pág. 25.
	<b>IV.1.1. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 1</b>	
	ESTRUCTURAS PLANARES (Sfc1)-----	Pág. 25.
	ESTRUCTURAS LINEALES (Lfc1)-----	Pág. 27.
	<b>IV.1.2. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 2</b>	
	ESTRUCTURAS PLEGADAS (Ffc2)-----	Pág. 30.
	VERGENCIA PARA Ffc2 (DESARROLLO DE PLIEGUES)-----	Pág. 32.
	ESTRUCTURAS PLANARES (Sfc2)-----	Pág. 36.
	ESTRUCTURAS LINEALES (Lfc2)-----	Pág. 37.
	<b>IV.1.3. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 3</b>	
	ESTRUCTURAS PLEGADAS (Ffc3)-----	Pág. 39.
	<b>IV.1.4. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 4</b>	
	ESTRUCTURAS DE PLIEGUES BOUDINAGE (Ffc4) TIPO FRAGIL-DUCTIL-----	Pág. 41.
	<b>IV.1.5. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 5</b>	
	ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL NORMAL FORMACION COSOLTEPEC-----	Pág. 42.
	<b>IV.1.6. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 6</b>	
	ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL INVERSO FORMACION COSOLTEPEC-----	Pág. 43.
	<b>IV.1.7. CUERPO DE ANFIBOLITA</b> -----	Pág. 47.
	<b>IV.2. LITODEMA CHAZUMBA</b>	
	<b>IV.2.1. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 1</b>	
	ESTRUCTURAS PLANARES (Slc1)-----	Pág. 48.
	ESTRUCTURAS LINEALES (Llc1)-----	Pág. 50.
	<b>IV.2.2. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 2</b>	
	ESTRUCTURAS PLEGADAS (Flc2)-----	Pág. 51.
	ESTRUCTURAS PLANALES (Slc2)-----	Pág. 53.
	<b>IV.2.3. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 3</b>	
	ESTRUCTURAS PLEGADAS (Flc3)-----	Pág. 54.
	ESTRUCTURAS PLANARES (Slc3)-----	Pág. 56.

ESTRUCTURAS LINEALES (Llc3) -----	Pág. 56.
IV.2.4. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 4	
ESTRUCTURAS FRAGIL-DUCTIL CHEVRON Y KINK -----	Pág. 59.
IV.2.5. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 5	
ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL NORMAL LITODEMA CHAZUMBA-----	Pág. 60.
IV.2.6. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 6	
ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL INVERSO LITODEMA CHAZUMBA-----	Pág. 61.
IV.2.7. CUERPO DE ANFIBOLITA-----	Pág. 62.
<b>IV.3. ESTRUCTURAS SOBRE EL AREA DE CONTACTO</b>	
ESTRUCTURAS LINEALES -----	Pág. 63.
ESTRUCTURAS PLEGADAS -----	Pág. 64.
IV.3.1. AREA DE PROVIDENCIA -----	Pág. 65.
FORMACION COSOLTEPEC-----	Pág. 66.
LITODEMA CHAZUMBA -----	Pág. 67.
CUERPO INTERMEDIO DE ANFIBOLITA -----	Pág. 68.
IV.3.2. AREA DE LUNATITLAN DEL PROGRESO-----	Pág. 70.
IV.3.3. AREA COSOLTEPEC-SANTA CATALINA-----	Pág. 71
ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL SOBRE EL CONTACTO -----	Pág. 72
<b>V. Análisis Morfológico</b> _____	Pág.73.
<b>VI. Discusiones y Conclusiones</b> _____	Pág. 76.
<b>VII. Referencias Bibliográficas</b> _____	Pág.88.
<b>VIII. Anexo 1</b>	
Mapa geológico y perfil_____	Pág. 94.
<b>IX. Anexo 2</b>	
Petrografía _____	Pág. 99.

## Lista De Figuras

- Fig. I.1.** *Comparación de diferentes estratigrafías de varios autores, ----- Pág. 14.*
- Fig. II. 2.** *(A) Mapa tectónico de la distribución del arco magmático y otras características geológicas y cuerpos de rocas de México. (B) Mapa geológico del sur de México, ----- Pág. 18.*
- Fig. III. 1.** *Cristalización de minerales con orientación preferencial a partir de nuevos granos (izquierda) y de la nucleación de nuevos cristales (derecha) (figura de Martínez Catalán, 2002). ----- Pág. 19.*
- Fig. III. 2.** *Paralelismo entre el clivaje y el plano XY del elipsoide de deformación finita en pliegues que afectan a capas de un objeto inicialmente esférico ----- Pág. 19.*
- Fig. III. 3.** *Tres tipos fundamentales de fábricas de forma anisótropas que se evaluarán en este trabajo, - Pág. 20.*
- Fig. III. 4.** *A) dibujar la isógona de un determinado valor de Alpha (buzamiento), B) se trazan las dos tangentes paralelas entre sí C) se unen los puntos de tangencia de ambas superficies ----- Pág. 21.*
- Fig. III. 5.** *Flanco de un pliegue que determinada capa puede representarse por una línea continua en un gráfico que exprese la variación de espesor relativo con respecto a la inclinación ----- Pág. 22.*
- Fig. IV. 1.** *Mapa semi-regional donde se localizan las zonas de estudio, y además se localizan algunos datos estructurales tanto de foliación como ejes de pliegues, ----- Pág. 24.*
- Fig. IV. 2.** *Fotomicrografía (izquierda) de una muestra en esquisto con granate de la Formación Cosoltepec rotando en sentido dextral con inclusiones de mica biotita cortando mica blanca. ----- Pág. 25.*
- Fig. IV. 3.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior que expresa la dirección promedio de los polos de la geometría de la foliación S1 en la Formación Cosoltepec. ----- Pág. 26.*
- Fig. IV. 4.** *Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, donde ve la dirección de los ejes de pliegue y orientación. Se observa las tendencias N y W. ----- Pág. 27.*
- Fig. IV. 5.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior que expresa la dirección promedio de los polos de la geometría de la foliación S1 en la Formación Cosoltepec. ----- Pág. 28.*
- Fig. IV. 6.** *Fotomicrografía de un clivaje desarrollado en Lfc1/2 de la fase mica-cuarzo (líneas rojas), y porcentaje de acortamiento esquemático en la misma fase ----- Pág. 29.*
- Fig. IV. 7.** *Fotografía y esquema de un afloramiento de la Formación Cosoltepec mostrando un pliegue en Ffc2 y donde se las estructuras planares S1. ----- Pág. 30.*
- Fig. IV. 8.** *Fotomicrografía y su esquema, granates en la misma dirección de la foliación Sfc2, post -tectónicos a Sfc1, cortando micas blancas (Ms), siendo una segunda estructura planar dada por la mica biotita ----- Pág. 31.*
- Fig. IV. 9.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de los planos axiales para el plegamiento en Ffc2. Se ilustra el plano axial promedio----- Pág. 32.*
- Fig. IV. 10.** *Afloramiento donde se aprecia el plegamiento A). (C) el esquema, de la vergencia (N-NW) y D) análisis según Ramsay J.G. (1967) C); el cual muestra un pliegue tipo 1C; (B) trazo de algunos puntos. ----- Pág. 33.*

- Fig. IV. 11.** *Los tres mecanismos esenciales de producir pliegues: pandeo o "buckling"; combadura o bending y cizallamiento simple heterogéneo (figura de Martínez Catalán, 2002). ----- Pág. 34.*
- Fig. IV. 12.** *Pliegues combinando varios de mecanismos, e incluso es común que una misma formación los tres diferentes mecanismos; como se ve en la imagen a de la Formación Cosoltepec, Vergencia al S-SE ----- Pág. 34.*
- Fig. IV. 13.** *Clasificación geométrica de la forma de las capas plegadas de Ramsay (1967), para un afloramiento de la Formación Cosoltepec; se ve plegamiento tipo 1B, B). La traza de clases de pliegues en el campo 1B ----- Pág. 35.*
- Fig. IV. 14.** *Fotomicrografía de la Formación Cosoltepec además de una mica blanca y biotita posterior en Sfc2 y una ampliación esquemática de granates rotando en sentido sinestral ----- Pág. 36.*
- Fig. IV. 15.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de los planos axiales para la foliación en Sfc2. Se muestra el plano axial promedio. ----- Pág. 37.*
- Fig. IV. 16.** *Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, donde ve la dirección de los ejes de pliegue y orientación mineral. Se observa las tendencias S y E, igual para la orientación mineral. ----- Pág. 38.*
- Fig. IV. 17.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras plegadas representadas por el plano axial de los ejes pliegues en Ffc3, ----- Pág. 39.*
- Fig. IV. 18.** *Afloramiento y esquema de esquistos micáceos de la Formación Cosoltepec, plegados en Ffc3 y Ffc2. Los planos axiales representan las superficies Sfc1, Sfc2 y Sfc3. ----- Pág. 40.*
- Fig. IV. 19.** *Fotomicrografía y esquema de los plegamientos que han desarrollado un clivaje hasta un S3. La flecha gris indica la vergencia del plegamiento en Ffc2 al S-SE y Ffc3 al N-NW ----- Pág. 40.*
- Fig. IV. 20.** *Boudins de la Formación Cosoltepec (A), la flecha azul indica la vergencia en Ffc2l, la flecha gris indica la dirección de máxima extensión  $\delta 1$  al NE. (B) muestra las partes de un típico boudins. ----- Pág. 41.*
- Fig. IV. 21.** *Afloramiento y esquema de la roca anfíbolita con un espesor (50,89 cm, Esq=esquisto y Anf=anfíbolita). Además, se destaca la estructura frágil-dúctil tipo bounding de extensión. ----- Pág. 42.*
- Fig. IV. 22.** *(A) Foto del fallamiento normal a escala afloramiento de la Formación Cosoltepec. En el esquema (B) el plano de falla de color rojo y de la foliación verde. ----- Pág. 43.*
- Fig. IV. 23.** *Foto (A) y esquema 3D (B) de estructuras plegadas indicando la vergencia Ffc2 (flecha azul). Además, el fallamiento frágil, con un plano de falla (de color rojo) buzando hacia el NE (N70W/055NE. ----- Pág. 44.*
- Fig. IV. 24.** *Afloramiento (A) y esquema (B) de un plegamiento de donde se deduce la vergencia, en este caso se concluye hacia el sur. Además, se aprecia un fallamiento frágil, con plano de falla N05W/023NE. ----- Pág. 45.*
- Fig. IV. 25.** *Esquema afloramiento (A), fallamiento frágil, y foliación. A), tipo 1C a clase 2 similares (C); pendiente=alfa versus distancia t entre el techo y el muro de la capa, ----- Pág. 46.*
- Fig. IV. 26.** *Sección delgada y esquema) donde se aprecia el plegamiento muy avanzado, de hasta cuatro ondas, la flecha negra muestra la vergencia de Ffc2. ----- Pág. 47.*
- Fig. IV. 27.** *Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras planares en Sfc1, dada por la foliación. Obsérvese un buzamiento predominante hacia el NE. ----- Pág. 49.*
- Fig. IV. 28.** *Fotomicrografía Litodema Chazumba en esquisto micáceo, biotita corta la mica blanca. Y de intensidad de la deformación para minerales como micas ----- Pág. 49.*

- Fig. IV. 29.** *Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, ve la dirección de los ejes de pliegues y orientación mineral. Se observa las tendencias N-NE para ambos casos. ----- Pág. 50.*
- Fig. IV. 30.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de los planos axiales, en este caso serían Slc2. ----- Pág. 51.*
- Fig. IV. 31.** *Afloramiento y esquema donde se muestra la posición exacta del eje del pliegue (flecha roja), las estructuras planares Slc1 y las lineaciones producto de los pliegues Flc2. ----- Pág. 51.*
- Fig. IV. 32.** *Afloramiento Litodema Chazumba (B) el esquema y (A) el análisis del tipo de pliegues Ramsay J.G. (1967); tipo 1B., fallamiento tipo frágil normal, y de tipo frágil inverso (D) trazos de algunos puntos----- Pág. 52.*
- Fig. IV. 33.** *Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos que muestra la dirección promedio de la foliación en Slc2. ----- Pág. 53.*
- Fig. IV. 34.** *Fotomicrografía y esquema, biotitas (Bt) en la misma dirección de la foliación S1, pero también post-tectónico (Bt) en dirección Slc2----- Pág. 54.*
- Fig. IV. 35.** *Fotomicrografía y esquema de los plegamientos que han desarrollado un clivaje en Slc3. La flecha naranja indica la vergencia del plegamiento en Flc2 y la flecha rosa la vergencia en Flc3 ----- Pág. 54.*
- Fig. IV. 36.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de las estructuras (planos axiales) plegadas en Flc3. Se muestra el plano promedio. ----- Pág. 55.*
- Fig. IV. 37.** *Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de las estructuras (planos axiales) plegadas en Flc3. Se muestra el plano promedio. ----- Pág. 56.*
- Fig. IV. 38.** *Fotomicrografía y su esquema, donde se aprecian los granates (Gt) post -tectónicos, cortando micas blancas anteriores (Ms), y una segunda estructura planar dada por la mica biotita posterior a Ms. ----- Pág. 57.*
- Fig. IV. 39.** *Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, ve la dirección de los ejes de pliegues y orientación mineral. Se observa las tendencias S-SE en ambos casos. ----- Pág. 58.*
- Fig. IV. 40.** *Fotografía de afloramiento de metapsamitas intercaladas con el cuerpo de anfíbolita formando unos pliegues muy cerrados tipo chevron y tipo Kink. ----- Pág. 59.*
- Fig. IV. 41.** *(A) Fotografía de fallamiento tipo frágil, y esquema (B) la zona roja indica harina de falla; y las flechas negras indican el sentido de desplazamiento frágil; por último, de color verde el plano de la foliación. ----- Pág. 60.*
- Fig. IV. 42.** *Fallamiento inverso con componente sinistral, del Litodema, muy al oriente del municipio de Cosoltepec, sobre metapsamíticas. ----- Pág. 61.*
- Fig. IV. 43.** *Esquisto verde en dirección promedio con foliación buzando al NE (N25°E/056°NE) ----- Pág. 62.*
- Fig. IV. 44.** *Foto micro grafía (izquierda) y esquema (derecha), se puede reconocer la rotación de los granates en sentido de las manecillas del reloj, lo que quiere decir un movimiento dextral. ----- Pág. 63.*
- Fig. IV. 45.** *Fotomicro grafía de un clivaje desarrollado en S2 de la fase mica - cuarzo (izquierda) y hasta un S3, para calcular el porcentaje de acortamiento esquemático de dicha fase ----- Pág. 64.*
- Fig. IV. 46.** *Diagrama s en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras (planos axiales) en el área de contacto; plegadas en F2 (izquierda) al NE YW y para F3 (derecha) al E - SE ----- Pág. 65.*

- Fig. IV. 47.** *Esquema (A) de la Fotomicrografía (B) de esquistos de la Formación Cosoltepec en la zona de Providencia, clivajes en S1, S2 y S3. fallamiento frágil. (C) Fotomicrografía nicoles paralelos -----Pág. 66.*
- Fig. IV. 48.** *Esquema (A) Fotomicrografía nicoles cruzados (B) esquistos cuarcíticos del Litodema Chazumba. (C) deformación dúctil de un pliegue, a y b (D) Fotomicrografía en nicoles paralelos -----Pág. 67.*
- Fig. IV. 49.** *Esquema de la Fotomicrografía en nicoles cruzados del cuerpo de anfibolita en la zona de Providencia, clivajes en S1 y S2 en las direcciones promedio para las dos unidades de estudio. -----Pág. 68.*
- Fig. IV. 50.** *Diagrama s en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras (izquierda) y los ejes de pliegues(derecha); al NE para F2 y al SW para F3. Y sentido de los ejes de pliegue s al NE----- Pág. 69.*
- Fig. IV. 51.** *Reconstrucción de un pliegue con la unión de tres Fotomicrografías en sección delgada y su esquema. Se aprecia el plegamiento en S2. falla normal, -----Pág. 70.*
- Fig. IV. 52.** *Afloramiento (A), (B) plegamiento Y (C) Espesor estructural del cuerpo de anfibolita, el cual es muy constante en todo el contacto. Esquema (D) El plegamiento de arrastre de la anfibolita y falla frágil -----Pág. 71.*
- Fig. IV. 53.** *(A) Afloramiento de roca anfibolita la vergencia coincide en toda la zona próxima al contacto. (C) Esquema, vergencia (N - NW). (D) Análisis de pliegue Ramsay J.G. (1967); pliegue tipo 1C, (esquema B). ---- Pág. 72.*
- Fig. IV. 54.** *Estereograma de las estructuras planares, dada por la foliación en el área de los alrededores del municipio de Lunatitlan, para el Litodema Chazumba. ----- Pág. 73.*

## RESUMEN

La zona de estudio está dentro de un contexto geológico que incluye al Complejo Acatlán y lo que ahora se denomina Complejo Ayú. Se sabe que el Complejo Acatlán ha sufrido intensos y reiterados eventos de deformación durante el Paleozoico, pero al definirse al Complejo Ayú como una entidad diferente y más joven (Triásico Jurásico) que el Complejo Acatlán, consecuentemente se pone en duda que estos mismos eventos de deformación hayan afectado al Complejo Ayú. La zona de contacto entre los dos complejos abarca aproximadamente 25 Km a lo largo, así, se puede construir un modelo espacial deducido por la geología estructural a ambos lados del contacto de estos dos complejos, de una manera más completa de las que se han hecho hasta ahora, el cual incluye datos estructurales como estructuras lineales (como ejes de pliegues, lineación mineral, etc.) estructuras planares (como datos de foliación) y estructuras plegadas (como planos axiales).

Los datos estructurales que se tomaron en campo para esta tesis, brindan una base de datos más amplia para la comprensión del origen geológico de estas unidades: Formación Cosoltepec (Complejo Acatlán) y Litodema Chazumba (Complejo Ayu), y de los procesos tectónicos a lo largo del contacto en el momento de su interacción.

En general el análisis estructural muestra varias series estructurales en orden cronológico relativo:

1. Un fallamiento de tipo inverso en régimen dúctil, con vergencia hacia el NW, muy evidente en los pliegues a escala afloramiento, manifestado en los planos de ejes de pliegues con inclinación hacia el NE, y según la clasificación por la posición de los flancos son en abanico (tienen núcleo comprimido y la charnela más ancha; muy concordante en ambas unidades de estudio.
2. Estructuras lineales que incluyen ejes de pliegues y orientación mineral muy constante inclinados hacia el NE igualmente en ambas unidades.
3. Un fallamiento de tipo inverso en régimen dúctil, con vergencia totalmente opuesta al anterior, esto es, hacia el S-SE, a escala afloramiento, mostrado por pliegues que según la clasificación por la posición de los flancos son isoclinales., y con geometría de cónica a cilíndrica, que parece exclusiva de la formación Cosoltepec, esto es, en la zona de contacto se hace menos frecuente y justo en el Litodema Chazumba parece ausente.
4. Una foliación hacia el E que forman destacadamente los minerales como biotita y cuarzo, muy evidente en el Litodema Chazumba y casi nula en la Formación Cosoltepec.
5. Plegamiento según el ángulo de la charnela de tipo abierto, de meso-escala, esto es, muestra de mano (algunos centímetros) y de sección delgada, que es más evidente en la formación Cosoltepec, pero que afecta a ambas unidades, y mucho menos intenso que los dos anteriores fallamientos y si más constante y progresivo, con planos axiales inclinados aproximadamente hacia el SE y los ejes de pliegues predominantemente al S-SE para la Formación Cosoltepec y planos axiales inclinados hacia el S-SW para el Litodema Chazumba.
6. Estructuras lineales con dirección de inclinación menos frecuente que las anteriores estructuras lineales, hacia el SE-E para la Formación Cosoltepec y hacia SE para el Litodema Chazumba.
7. Pliegues como estructuras en régimen frágil-dúctil, tipo bouding donde el  $\delta 1$  está orientado W-E, encontrados solo en la Formación Cosoltepec.
8. Pliegues como estructuras en régimen frágil-dúctil, tipo *chevron*, donde los planos axiales inclinados hacia el N dan una vergencia hacia el S, afectando solo al Litodema Chazumba muy cerca de la zona de contacto.

9. Un fallamiento de tipo frágil normal, con planos de falla inclinados hacia el S-SW, y dirección de fracturas hacia el NE evidentemente posteriores a la deformación dúctil anterior actuando en ambas unidades.
10. Un fallamiento de tipo frágil inverso, con planos de falla inclinados hacia el NE, que en campo se hace evidente que son posteriores a toda la deformación dúctil y frágil-dúctil anterior, afectando a ambas unidades.

De esta manera, según los datos estructurales y el trabajo de campo realizado en esta tesis, se hace imposible diferenciar la Formación Cosoltpec (complejo Acatlán) y Litodema Chazumba (Complejo Ayú); así, ambas unidades comparten la misma historia de deformación, y solo fueron diferenciadas por sus características litológicas.

# I. Introducción

## I.1. ANTECEDENTES

### I.1.1. EL COMPLEJO ACATLÁN

Desde finales del siglo XIX se empezaron a describir las litologías de lo que hoy se conoce como el Complejo Acatlán, y sus relaciones estratigráficas se hicieron (Ordoñez E., 1905). Pero debido a las herramientas geológica limitadas, a los conocimientos restringidos de esos tiempos y por supuesto a la gran diversidad de este super complejo, se logró diferenciar a muy *grosso modo* gneises y pizarras verdes plegadas.

Años después Ortega-Gutiérrez (1974) redefinió por primera vez eclogitas en México, y deduce que es una antigua zona de subducción a partir de análisis sobre jadeíta-omfacita, dando las condiciones de presión (11-12 Kbar) y de temperatura (500°C-550°C); para después redefinir este gran cuerpo de rocas dándole la jerarquía de complejo y asignando una sección tipo desde el municipio de San Miguel hasta el municipio de Magdalena, en la carretera federal 190.

Según Ortega-Gutiérrez (1978); los grupos Acateco y Petlalcingo eran del Cámbrico, y formaciones como Tecomate que cubre a dichos grupos discordantemente tenían fósiles tan antiguos como del Silúrico. Y luego Campa y Coney 1983, agrupan el Complejo Acatlán al terreno Mixteco precisándolo como parte del basamento. Posteriormente Yáñez *et al.*, (1991), gracias a isotopos de Sm-Nd y U-Pb, reconoce tres eventos tectono-termales, uno para los 410 a 380 Ma sobre las eclogitas de la Formación Xayacatlán, otro para el emplazamiento del Granitoide Esperanza (370±34 Ma) y por último uno para la intrusión del plutón de Totoltepec (287±2 Ma) (Kirsch *et al.*, 2012a).

Anteriormente se afirmaba (Ortega-Gutiérrez, 1978) que el Complejo de Acatlán consistía en dos grandes secuencias de cabalgamiento: un grupo (más profundo) Petlalcingo, formado por las unidades Migmatita Magdalena, Litodema Chazumba y la Formación Cosoltepec de edad inicialmente paleozoica la cual fue se infirió como el vestigio de un océano paleozoico (inferior) que se cerró durante el Ordovícico tardío (Ortega-Gutiérrez *et al.* 1999). Dicho grupo se interpretó como un depósito de trinchera de tipo antearco (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), para más adelante ser deducido como un margen pasivo (Ramírez-Espinoza, 2001), depositado en los paleo-océanos Rheico o quizás lapetus (Keppie *et al.*, 1999).

Sobre las unidades Migmatita Magdalena y Litodema Chazumba (anteriormente parte del Grupo Petlalcingo, ahora Complejo Ayú) hubo varios eventos tectonotermales que lo afectaron; un evento tectonotermal importante en el Jurásico que se extendió al menos 20 km hacia el norte desde el municipio de Ayú hasta el contacto entre las unidades Chazumba y Cosoltepec. Este evento involucró la intrusión de magma diorítico, granodiorítico, granítico, pegmatítico y diques leucograníticos (intrusivos San Miguel; Yáñez *et al.* 1991; Ortega Gutiérrez *et al.* 1999), migmatización, deformación polifásica, metamorfismo de presión media y exhumación rápida (Keppie, *et al.*, 2004). Un evento con nuevas edades para el Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012), que comenzó en el Pérmico temprano sincrónico con la

intrusión del plutón de Totoltepec (ca. 288 Ma), y sincrónico con la Formación Tecomate (Sánchez-Zavala, 2004) y deforma rocas del Pérmico medio-inferior que están recubiertas discordantemente por rocas del Jurásico Medio (Keppie *et al.*, 2004).

Las edades de depósito del protolito Migmatita Magdalena fueron limitadas entre el circón detrítico más joven ( $303 \pm 6$  Ma) y la edad de migmatización ( $171 \pm 1$  Ma), es decir, entre el límite Pérmico-Carbonífero y Jurásico Medio. Sin embargo, debido a que la migmatización tuvo lugar a profundidades de  $19 \pm 2$  km, el límite de tiempo más joven de dicho depósito debería ser algo más antiguo para dar tiempo a la sedimentación y a la tectónica (Keppie, *et al.*, 2004).

Igualmente, para el Litodema Chazumba el circón detrítico más joven tiene una edad concordante de  $239 \pm 4$  Ma, y proporciona un límite más antiguo en el tiempo de depósito del Litodema. Los cuerpos ultramáficos de Tultitlán y Tepejillo, con una edad de  $174 \pm 1$  Ma, que están intruyendo al Litodema Chazumba, proporciona el límite más joven (Keppie *et al.*, 2004b). Asimismo, debido a que la intrusión fue sincrónica con crecimiento de granate a una profundidad mínima de  $\sim 15$  km, la restricción más joven sobre la depositación también es algo más antigua para dar tiempo a la sedimentación y a la tectónica (Keppie, *et al.*, 2004).

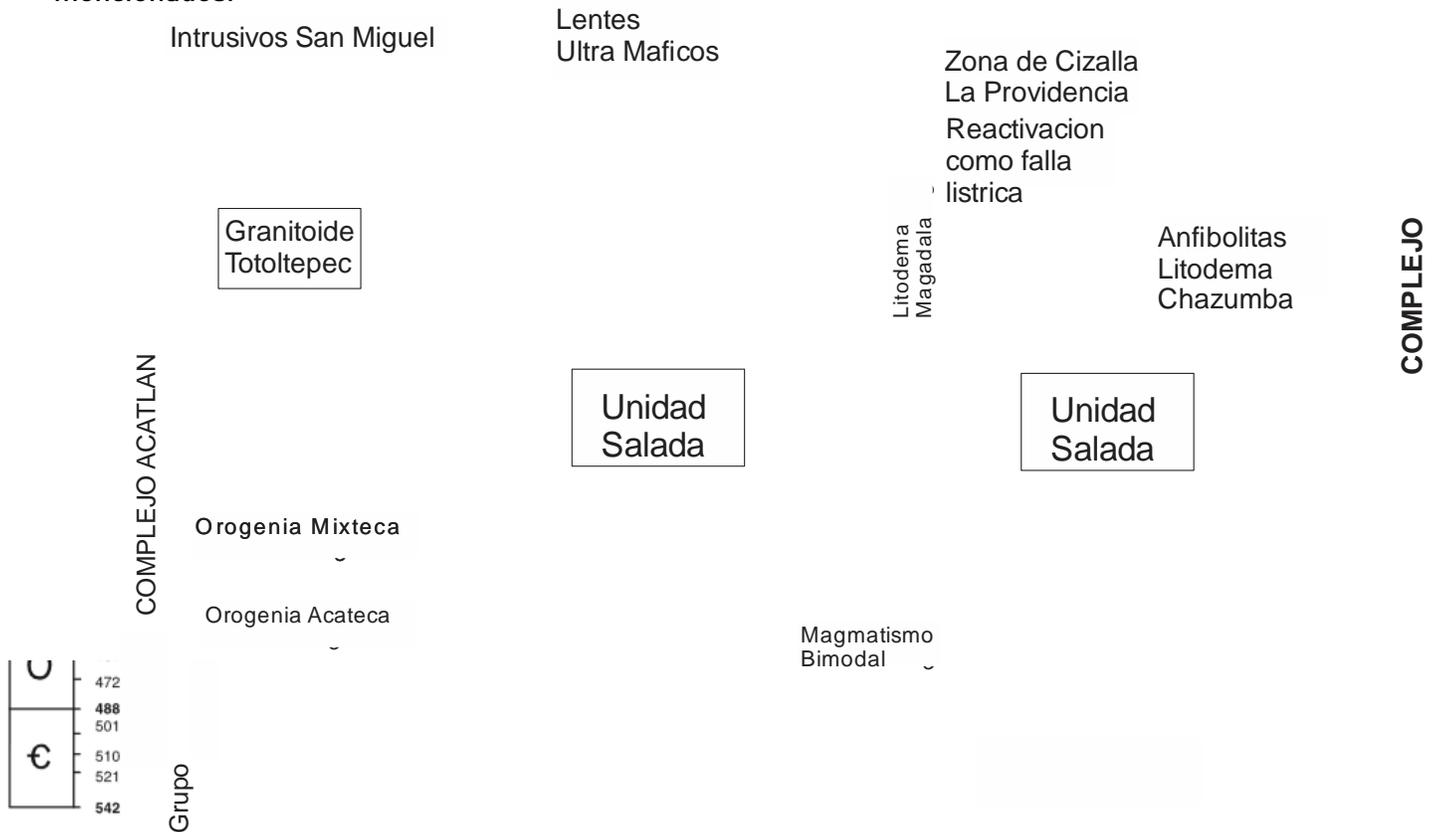
Para el año 2006, Keppie y colegas (2006b) infirieron que los protolitos de la Migmatita Magdalena corresponden a una cuña clástica depositada en el margen occidental de Pangea durante el Pérmico-Triásico en el margen occidental de Pangea (Torres *et al.*, 1999). Además, Keppie y colegas (2006b) afirmaban que la afinidad principalmente oceánica de los basaltos en la Formación Cosoltepec sugiere la depositación de protolitos sedimentarios en una elevación continental bordeando el microcontinente Oaxaquia, y que por esto es más consistente con la depositación de la Formación Cosoltepec en el Océano Rheico y no en el Océano Iapetus (Keppie *et al.*, 2008), así, dadas las diferentes edades y entornos deposicionales de la Formación Cosoltepec versus la Formación Chazumba y el protolito de la Migmatita Magdalena, se decidió redefinir a Chazumba y Magdalena como litodemas agrupados en la *Suite* Petlalcingo y excluir a la Formación Cosoltepec (Keppie *et al.*, 2006b).

### I.1.2. COMPLEJO DE AYÚ

Finalmente, para años más recientes se publicaron datos geocronológicos que sugieren que el complejo de Ayú (que incluye al Litodema de Chazumba y la Migmatita Magdalena) es de edad Mesozoico temprano, y el cual es una porción exótica del margen continental de Pangea en su parte occidental, se sobrepuso tectónicamente en el Complejo de Acatlán paleozoico durante las etapas iniciales de la ruptura de la Pangea, todo esto con datos de circones detríticos de rocas siliclásticas metamorfoseadas (Litodema Chazumba) restringiendo la depositación dentro de ca. 200 y 170 Ma (Helbig *et al.* 2012); y sugiere que los protolitos pueden ser correlativos con el abanico Potosí turbidítico que tiene edades Triásico-Jurásico Temprano.

Así, las rocas sedimentarias del abanico de Potosí son geoquímicamente muy similares a las unidades metasedimentarias Litodema Chazumba, y se infiere que ambas tienen una procedencia en el Complejo Oaxaqueño; la geoquímica y la sistemática de Sm-Nd de las rocas de maficas del gneis de Francisco son las rocas más similares a las anfibolitas del Litodema de Chazumba (Helbig *et al.* 2013); el cual se

deposító en la cuenca Arteaga, a lo largo del margen occidental de la parte continental Mexicana (Centeno-García *et al.* 2008). En la Figura 1(1) se muestra esquemáticamente las diferentes edades que se ha hecho para el Litodema Chazumba y la migmatita magdalena según los diferentes autores mencionados.



**Figura 1 (I):** Comparación de la cronoestratigrafía del complejo acatlan según diversos autores. En las propuestas más recientes se introduce al Litodema Chazumba (que incluye a la Migmatita Magdalena). Y que conjuntamente con los lentes ultramaficos de Tepejillo y Tultitlan (en negro), las ortoanfibolitas y los intrusivos de San miguel se reagruparon en el Complejo Ayu del Mesozoico. (Abreviaturas: M = Cámbrico, O = Ordovícico, S = Silúrico, D = Devónico, C = Carbonífero, P = Pérmico, TR = Triásico, J = Jurásico) (figura de Helbig *et al.* 2012).

Son varias interpretaciones que se han propuesto para el ambiente tectónico del Litodema Chazumba, según los protolitos sedimentarios se dedujo que eran depósitos de trinchera y antearco de un margen convergente, (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), o como parte de un prisma de acreción (Ramirez-Espinoza, 2001), o como una cuña clástica (Keppie *et al.*, 2006b). El litodema consiste principalmente de esquistos feldespáticos de biotita con intervalos de metapsamitas en la parte más basal, y cerca al contacto con la Formación Cosoltepec esquistos metapelíticos con biotita y como accesorios más comunes mica blanca y granate, (y en menor cantidad turmalina). En su parte basal el contacto con la Migmatita Magdalena es concordante (Ortega, 1978), mientras que el contacto con la Formación Cosoltepec parece ser paralelo, pero algo brusco probablemente por el fallamiento frágil, que afectó igualmente a las dos unidades. El espesor del litodema no se ha podido calcular, una de las razones es su alto grado de deformación (Helbig *et al.*, 2012).

## I.2. OBJETIVOS

Varios objetivos académicos se pretenden en esta tesis. Uno de ellos y el más importante es llegar a reconocer el tipo de contacto entre el Complejo Acatlán (Formación Cosoltpec) y el Complejo Ayú (Litodema Chazumba). El proyecto aborda aspectos sobre deformación dúctil en procesos orogénicos, de tal manera que se evalúan varios modelos de evolución geológica estructural en el espacio-tiempo relativo, de una manera tentativa.

Por un lado, si el contacto es de tipo litológico, el Complejo Ayú sería solo retrabajo mesozoico del Complejo Acatlán paleozoico, y se estaría valorando esencialmente deformación de corteza media-inferior bajo un régimen extensional durante el Triásico-Jurásico, de tal manera que la zona de contacto sería una zona transicional, con depósito contemporáneo de capas rojas en la parte superior de la corteza, sobreimpresa a una deformación dúctil compresiva paleozoica superior.

Y, por otro lado, si el contacto es de tipo tectónico, el Complejo Ayú sería una identidad independiente, y se estaría ante un escenario de deformación dúctil infrayacente a cuencas extensionales rellenándose de lechos rojos por el rompimiento de la corteza superior durante la apertura del Golfo de México, esto es, una estructura de cabalgamiento triásico y posterior retrabajo como falla lítrica jurásica, como se propuso recientemente en Helbig *et al.*, 2012.

En cualquier caso, como parte de los objetivos es proponer varios modelos tectónicos que explique las características estructurales y petrológicas de las unidades en la zona de contacto entre Cosoltepec (suprayacente) y Chazumba (subyacente) en el sector de Cosoltepec y Chazumba estado de Oaxaca, donde se localizan las áreas tipo de estas unidades litoestratigráficas.

## I.3. Metodología

La metodología que se usó, en primer lugar, fue la geología de campo con más de seis salidas de una semana cada una en las rocas metamórficas de la zona de interés, para así abarcar los aproximadamente 30 Km de contacto entre las unidades de estudio (las zonas con mayor rigor de trabajo están marcadas en el mapa de la Figura 3 IV). Dichas salidas tuvieron el objetivo de incluir la cartografía de las unidades geológicas, colección de datos estructurales (orientación mineral, ejes de pliegues, foliación y demás estructuras plegadas) y recolección de muestras de rocas estrictamente orientadas para microtectónica y petrografía. Para la orientación de las muestras (54 en total) se marcó el rumbo y buzamiento de la foliación, la cima y ejes de pliegues.

El trabajo de laboratorio consistió en la preparación de muestras para láminas delgadas debidamente orientadas, para petrografía, superficies pulidas. La petrografía se llevó a cabo por medio de microscopio petrográfico, en el laboratorio de microscopios "Francisco j. Fabregat" del Instituto de Geología.

## II. Marco Geológico

En el Paleozoico, el continente mexicano estaba formado por el terreno Oaxaqueño de ca. 1–1.4 Ga y el terreno Paleozoico de la Mixteca (las rocas del sur y centro de México pertenecen al microcontinente de América central, el cual era limitado por un margen pasivo paleozoico, esto es, Complejo Acatlán); ambos residían a lo largo del margen norte del antiguo continente de la Amazonia el cual colisiono con el cratón norteamericano durante el Paleozoico tardío (Dickinson y Lawton, 2001; Poole *et al.*, 2005).

El Complejo Acatlán del Paleozoico, en el que recientemente fue reconocido el Complejo Ayú del Mesozoico (Helbig *et al.*, 2012), en conjunto está delimitado, al este, por la falla de Caltepec, estructura pérmica con desplazamiento lateral derecho (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2005), que yuxtapuso al Acatlán con el Complejo Oaxaqueño; al sur, la falla cenozoica Chacalapa-La Venta, con desplazamiento lateral izquierdo (Tolson, 2007), limita al Complejo Acatlán con el Complejo Xolapa del Mesozoico-Cenozoico; al oeste, la falla de Papalutla del Cretácico Tardío (Torres *et al.*, 2012), pone al Complejo Acatlán sobre la plataforma cretácica Morelos-Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008), y hacia el norte, el Acatlán está cubierto de manera discordante por rocas sedimentarias mesozoicas y rocas volcánicas cenozoicas (Ferrari *et al.*, 1999).

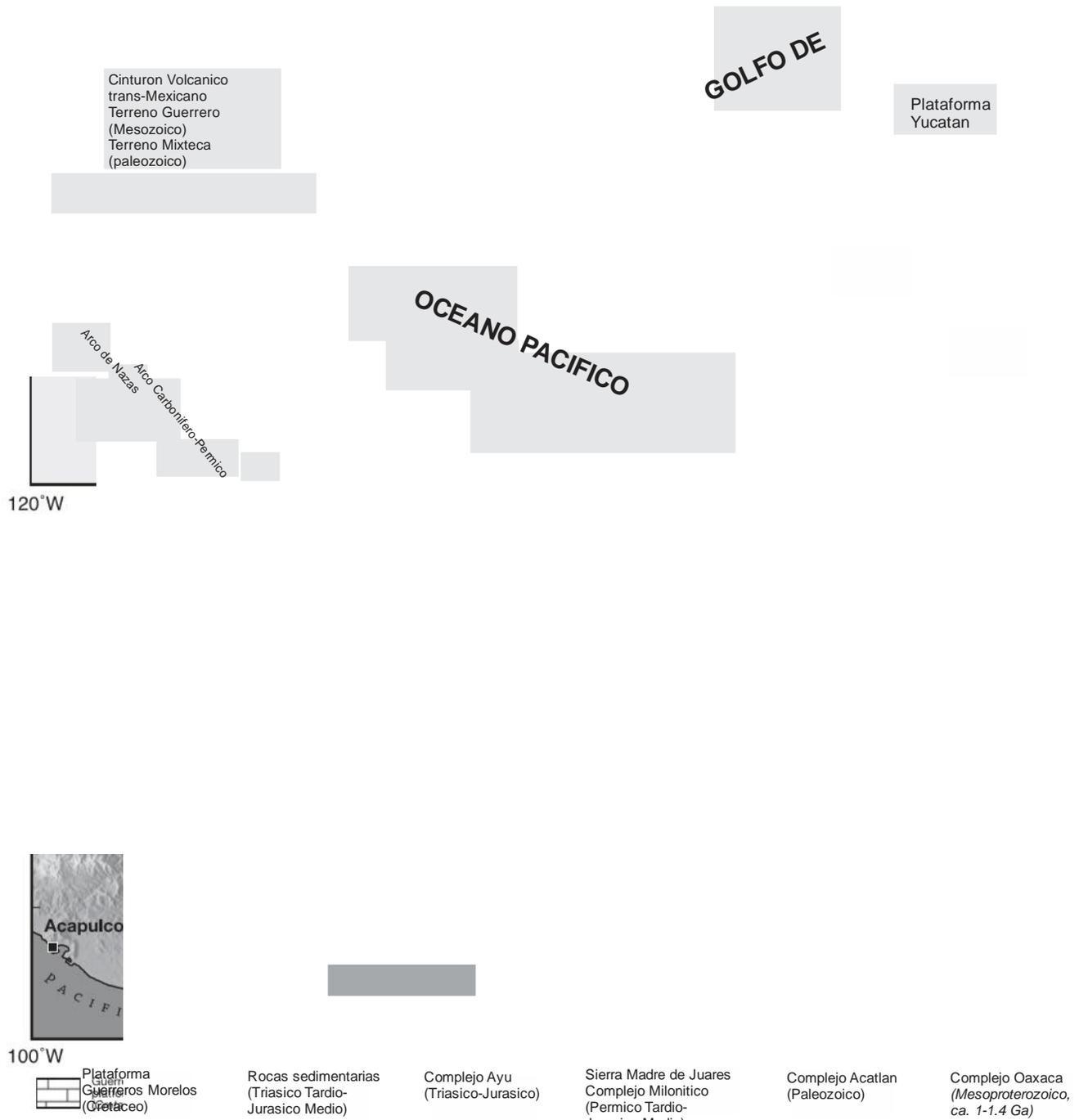
Las rocas de alto grado metamórfico del Complejo de Acatlán se encuentran en cuerpos de roca con dirección de rumbo promedio N-S, llamado grupo Piaxtla-Mimilulco (Ramos-Arias *et al.*, 2006), en un *klippe* en la parte occidental (Ramos-Arias y Keppie, 2011), registrando un evento tectono-térmico carbonífero y un *klippe* oriental que registra un evento tectono-térmico triásico (Kirsch *et al.*, 2012b). La parte occidental consta de metapsammitas de neoproterozoico al ordovícico, con intrusiones bimodales relacionadas a un rift (eclogita / anfibolitas con metamorfismo retrógrado, granitoides (Ramos-Arias y Keppie, 2011) y rocas ultramáficas (Tehuitzingo) que sufrieron metamorfismo de alta presión en el carbonífero (Galaz *et al.*, 2013a); y al oriente rocas clásticas de edad carbonífera, producidas por un arco, posteriormente introducidas por diques máficos toleíticos que se sometieron a múltiples deformaciones en facies anfibolita en edad Triásica, empujadas sobre rocas Pérmicas en el este del complejo, fallando contra rocas Jurásicas al este (Kirsch *et al.*, 2012b).

Las rocas en el sector oriental del Complejo Acatlán han sido muy controversiales; en los manuscritos iniciales se interpretaron como parte de una acreción cámbrico-ordovícico de antearco (Grupo Petlalcingo; Ortega-Gutiérrez, 1978); Ramirez-Espinosa, (2001) propuso que dichas rocas son un prisma de elevación continental del Paleozoico desarrollado antes de la amalgama de Pangea. Talavera-Mendoza *et al.* (2005) documento edades del Pensilvanico tardío-Pérmico como edades máximas de depósito; infiriéndose que el depósito ocurrió en una cuenca oceánica desarrollada a partir de la separación intracontinental antes de la ruptura del supercontinente Pangea (Vega-Granillo *et al.*, 2009). Según Keppie *et al.*, 2006b las edades de depósito se pueden limitar entre 303 y 171 Ma (Pensilvánico más tardío y Jurásico Medio) con edades U – Pb sobre circones detríticos y diques transversales, y se pueden inferir como una cuña clástica correspondiente al empuje Pérmico-triásico a lo largo del margen occidental de Pangea (Nance. *et al.*, 2006).

Las rocas de la parte oriental de Complejo Acatlán están conformadas por la Formación Cosoltepec, la cual se superpone estructuralmente al Litodema Chazumba y comprende extensas filitas, cuarcitas y unidades metavolcánicas máficas menores. Estas rocas han sido deformadas y metamorfoseadas, generalmente en facies esquistos verdes; sin embargo, una unidad máfica en la base de la formación se metamorfoseó en las facies de anfibolita (Keppie *et al.*, 2004b). El contacto con el Litodema Chazumba está marcado por la aparición de anfibolitas (Helbig *et al.* 2012).

La Formación Chazumba según Ortega-Gutiérrez (1978), es una secuencia silicilástica turbidítica voluminosa polideformada y metamorfoseada formada por pelitas micáceas, intercaladas con metapsammitas masivas, metagrawacas y anfibolitas, las rocas metasedimentarias están compuestas principalmente por esquistos y gneises de granate + biotita (sin muscovita) (Ortega-Gutiérrez 1978). El Litodema de Chazumba del Triásico Superior-Jurásico Inferior según Helbig *et al.*, (2012), es una secuencia siliciclástica turbidítica que consiste en fuentes predominantemente félsicas y que se deduce que se depositó en un margen pasivo o en una configuración de tipo de arco; las anfibolitas dentro de las rocas de Chazumba comprenden fases alcalinas y transitorias N-MORB con una firma de arco que parece haberse formado en un contexto de trasarco, correlacionable con el abanico Potosí que comprendió parte del margen con rift occidental de Pangea, alimentado por un extenso sistema fluvial (Formación Alamar) y depositado a lo largo del margen occidental del Complejo Oaxaqueño (Centeno-García, *et. al.* 1997). Según Keppie *et al.*, (2004b), el Litodema Chazumba consiste en una secuencia gruesa y poliformada de metapsamitas y metapelitas que se metamorfosearon en condiciones de facies de anfibolita durante el Jurásico y contienen varias lentes tectónicas de rocas máficas-ultramáficas del Jurásico (Keppie *et al.*, 2016); El litodema parece graduar estructuralmente hacia abajo a una unidad litológica similar que incluye además lentes y bandas de calcosilicato y mármol (Keppie *et al.*, 2004b).

La Migmatita Magdalena, como la unidad basal, comprende litologías metapelíticas y metapsamíticas, unidades anfibolíticas y calcicosilicadas en menor medida, y en general neosomas graníticos y paleosomas ricos en feldespato y biotita (Powell *et al.*, 1999). Estas rocas sufrieron una fusión parcial a  $171 \pm 1\text{Ma}$  (edades U-Pb en circones, Keppie *et al.*, 2004), que parece estar relacionada con intrusiones dioríticas granodioríticas y granitos pegmatíticos, así como diques leucograníticos de la misma edad que la migmatización, llamados intrusivos San Miguel (Yáñez *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Keppie *et al.*, 2003). En la Figura 2 (II) (A) se aprecia el mapa tectónico de México, donde se ve la distribución del arco que abarca las edades de interés para este estudio, además de algunos cuerpos de roca muy generales, y en (B) muestra el mapa geológico del sur de México con La distribución de las rocas precenozoicas y el área de estudio señalada en el recuadro rojo.

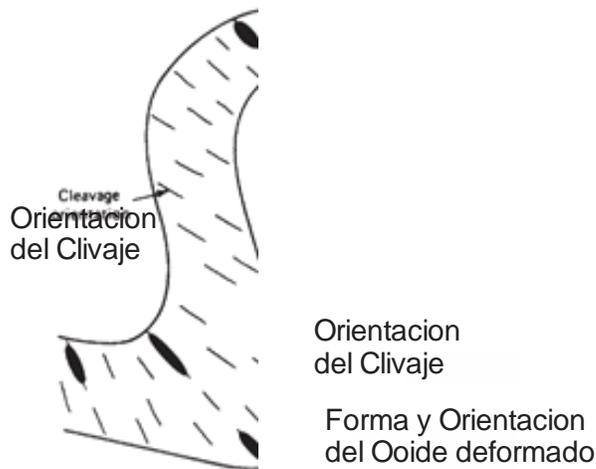


**Figura 2 (II):** (A) Mapa tectónico de la distribución del arco magmático del Carbonífero-Pérmico, el arco Triásico medio -Jurásico de Naza; y otros rasgos geológicos de México (modificado de Keppie, 2004). (B) Mapa geológico del sur de México.

### III. Marco Teórico

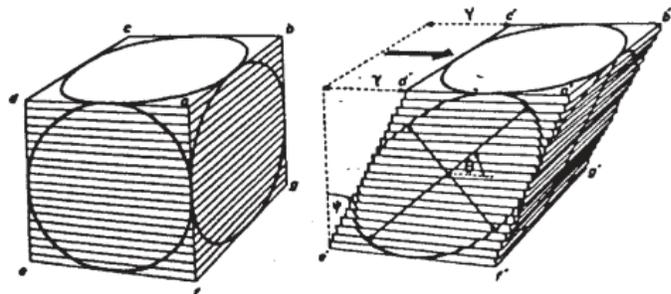
En este trabajo nos concentraremos en hacer un análisis estructural en todas las estructuras de tipo dúctil (en muy pocos casos en la deformación frágil-dúctil y frágil), debido a que es más representativo para descifrar la historia de deformación tentativa del área de las unidades Litodema Chazumba y formación Cosoltepec. Cada fase de deformación implica que, en una área, el campo de esfuerzos se mantuvo más o menos estable y constante en su dirección por ejemplo, durante un periodo de tiempo geológico relativamente no tan corto; esto es, donde las condiciones fueran apropiadas se produciría deformación de tipo dúctil y así, algún tipo de clivaje reconocible; lo habitual (siempre hay excepciones en la geología), cada fase de deformación crea un único clivaje, de modo que para clasificar las fases de deformación dúctil que actuaron en el área a menudo se enumeran los clivajes que se produjeron y que ahora se manifiestan superpuestos como se parecía en la Figura 1 (III). Para indicar las fases de deformación se frecuenta haciéndolo con F1, F2, F3 y así sucesivamente, y los diferentes clivajes se identifican con S1, S2, S3, y sucesivamente, los rangos lineales se denotan como L1, L2, L3, etc (Ramsay, y Huber, 1983).

**Figura 1 (III):** Cristalización de minerales con orientación preferencial a partir de nuevos granos (izquierda) y de la nucleación de nuevos cristales (derecha) (figura de Martínez Catalán, 2002).



Otro principio para el análisis estructural se basa en la relación del clivaje con la deformación, claramente establecido a ser paralelo al plano de máximo aplastamiento (plano XY) del elipsoide de deformación finita, por lo tanto en el plano XY deberán coincidir, los objetos inicialmente esféricos, que al ser deformados, darían círculos que no sufrirían distorsión durante el desplazamiento y aparecerían como círculos después de la deformación, y por lo tanto, por contradicción el plano de clivaje siempre coincide con el de máximo aplastamiento y los objetos inicialmente esféricos aparecen como elipses en su intersección con los planos de clivaje (ver Figura 2 III) (Ramsay, y Huber, 1983).

**Figura 2 (III):** Paralelismo entre el clivaje y el plano XY del elipsoide de deformación finita en pliegues que afectan a capas de un objeto inicialmente esférico (figura de Ramsay, y Huber, 1983).



Para hacer una comparación estructural entre las unidades en cuestión se tuvieron en cuenta rasgos estructurales como la fábrica, en geología es un término muy frecuente para describir el ordenamiento interno de los granos constituyentes de una roca. La fábrica y estructura se refiere a la orientación preferencial de los granos, es decir, la fábrica incorpora aspectos como si existe homogeneidad, pero lo más importante es si existe o no una orientación estadística válida preferente de algunos elementos constituyentes. Diversos tipos de fábrica de deformación, se determinan conforme sea el elemento de la roca que se utilice para analizar la orientación preferencial, (se entiende que un buen porcentaje de los constituyentes de la roca tienen una determinada característica, por ejemplo, su dimensión, orientación estadística, es decir, una dirección determinada, con un rango limitado por unos pocos grados).

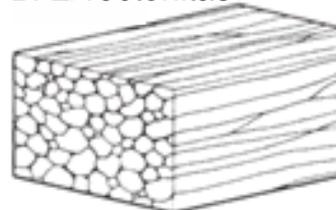
En gran parte del trabajo se extraerán las fábricas anisotrópicas, las más comunes en la naturaleza; son las compuestas por minerales no equidimensionales con una orientación preferencial. Los dos tipos fundamentales de fábricas de forma anisótropas son las fábricas planares y las fábricas lineares. LAS FÁBRICAS PLANARES (S-tectonitas, ver Figura 3) están constituidas por minerales con forma aplastada (en este caso gran parte son minerales del grupo de las micas), cuyo plano está estadísticamente paralelo, es decir esquistosidad o foliación tectónica producto del metamorfismo orogénico (que han sufrido las unidades Chazumba y Cosoltepec); y los plegamientos de minerales planares que se generan en dichos planos. LAS FÁBRICAS LINEARES (L-tectonita, ver Figura 3) están constituidas por minerales con forma alargada, cuya dimensión mayor es estadísticamente paralela, que generan lineaciones como la orientación de minerales alargados, ejes de pliegues de los planos axiales, o lineaciones del clivaje de crenulación; debido a que cualquiera con característica de aspecto lineal, se considera una estructura lineal. Y una combinación de las dos fábricas anteriores L-S tectonitas (Ramsay y Huber, 1983).

**Figura 3 (III):** Los tres tipos fundamentales de fábricas de forma anisótropas que se evaluarán en este trabajo. (figura de Ramsay y Huber, 1983).

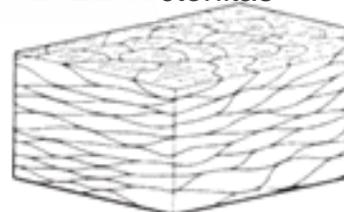
A. S-Tectonitas



B. L-Tectonitas



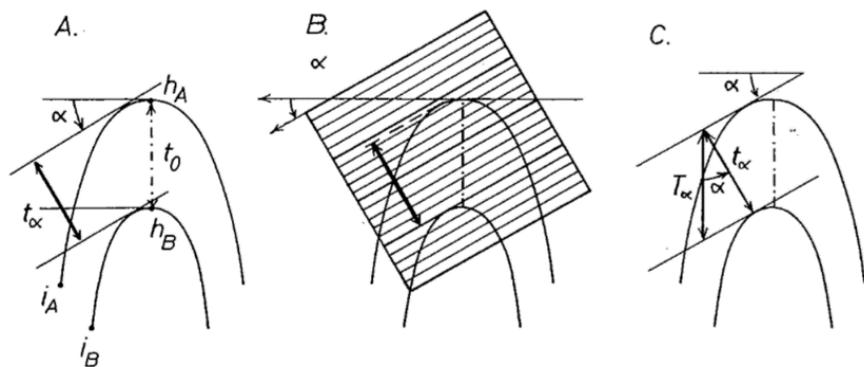
C. LS-Tectonitas



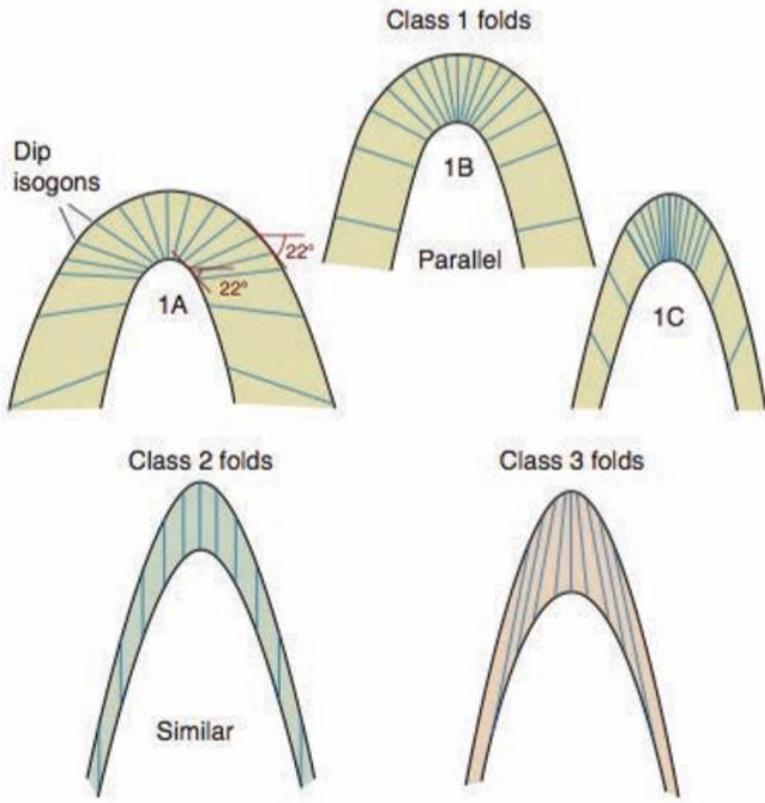
CLASIFICACION SEGÚN LA FORMA DE LOS PLIEGUES (RAMSAY)

La clasificación con respecto a la forma de los pliegues de *Ramsay y Huber, 1983*, es muy útil para evaluar la deformación que ha ocurrido, es la más utilizada, debido a que es una clasificación geométrica rigurosa que se basa en la definición de dos tipos de espesores relativos medidos a lo largo de la capa plegada y del trazado de las isógonas de buzamiento (es la línea que une los dos puntos de igual inclinación en el techo y en el muro de una capa plegada, ver Figura 4 III), cada diez grados como se trazaron en este trabajo para los pliegues evaluados.

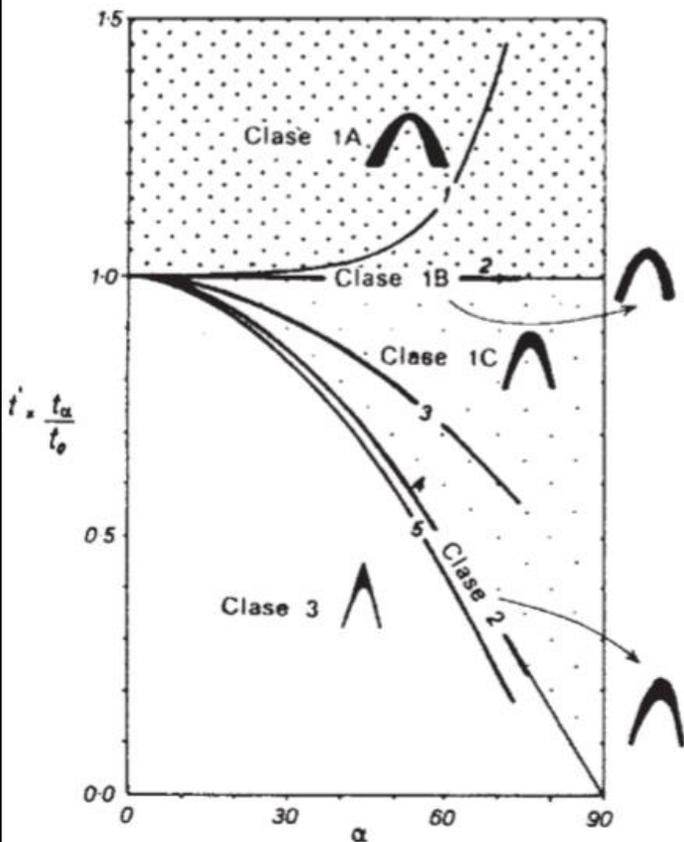
**Figura 4 (III):** (derecha) Para A) dibujar la isógena de un determinado valor de Alpha (buzamiento), B) se trazan las dos tangentes paralelas entre sí y de inclinación alpha, una al techo y la otra al muro de la capa y C) se unen los puntos de tangencia de ambas superficies (La isógena de cero grados estaría en la charnela y sería vertical) (figura de Ramsay J.G. 1967).



Los pliegues de clase 1B (paralelos) en los que las superficies exteriores e interiores delimitadas definen cupulas con un centro de encorvadura común, son usuales en los entornos tectónicos de la corteza superior, donde la mayoría de las deformaciones se dan por procesos solo de flujo dúctil muy limitado de roca. La mayor parte de la deformación se adecua por deslizamiento en lecho o límites de capa (plegado por deslizamiento de flexión). Los pliegues de clase 2 (similares), tienen adelgazamiento relativo de los flancos y aumento en el grosor de charnela. Estos tipos de pliegues son frecuentes en entornos metamórficos, donde la mayoría de las deformaciones se producen por procesos que permiten un flujo prolongados dúctil de roca; entorno que incluiría profundidades relativamente mayores que la corteza superior. (*George y Stephen, 1996*). Toda la clasificación de los tipos de pliegues se puede ver más claro en la Figura 5 (III).



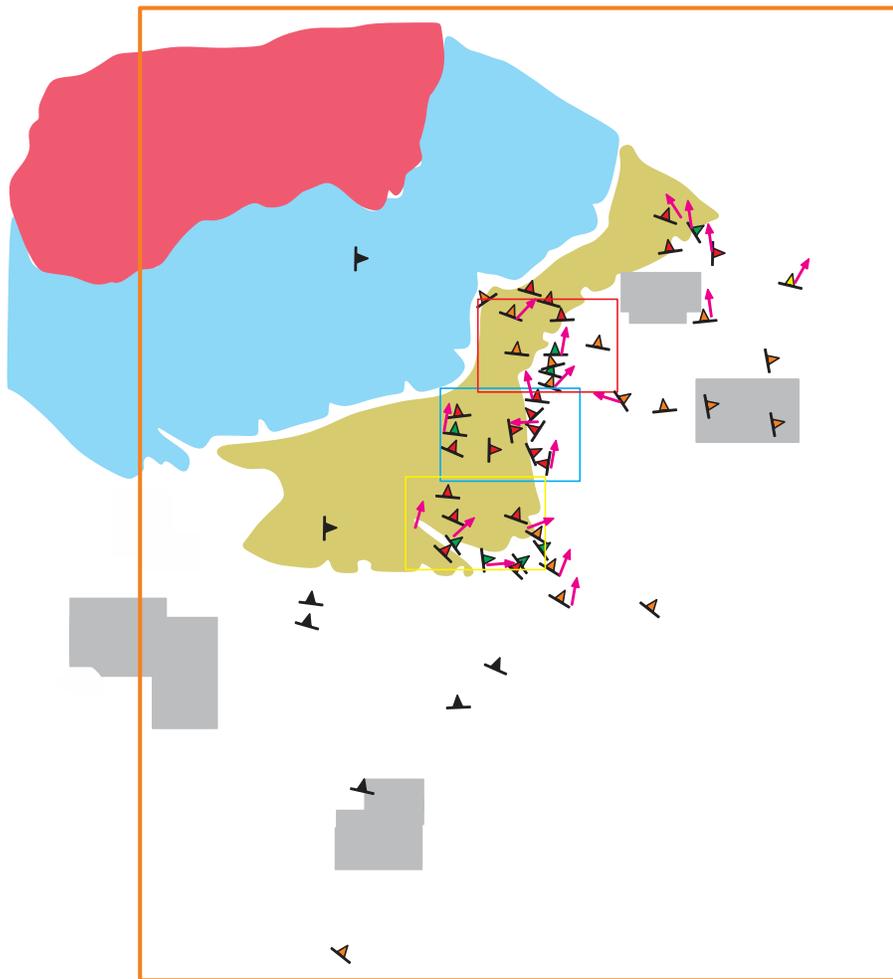
**Figura 5 (III):** Cada flanco de un pliegue para una determinada capa puede representarse por una línea continua en un gráfico que exprese la variación de espesor relativo con respecto a la inclinación (arriba), la disposición de las isógonas varía de unos tipos de pliegues a otros y permite diferenciarlos en tres clases (abajo) (figura de Ramsay J.G. 1967).



## IV. Análisis Estructural

Para el análisis estructural se señalan áreas estudiadas con mayor rigurosidad sobre el mapa de la Figura 1 (IV) debido a que el área del contacto entre las unidades Litodema Chazumba y la Formación Cosoltepec es considerable; áreas marcadas con rectángulos de colores de los cuales se hicieron mapas (ver anexo mapa geológico), y un área trabajada sin hacer mapa, de recuadro negro en el poblado de Providencia debido a que ya está trabajado en *Helbig et al., 2012*. Se compararon las características geológicas estructurales medibles (como los indicadores cinemáticos) de estas unidades, que se han explicado en el marco teórico estructural.

La actividad estuvo desarrollada con un trabajo de campo minucioso donde se intentó cubrir los aproximadamente 30 kilómetros de contacto entre las unidades de estudio, de tal manera que se recolectaron muestras de mano rigurosamente orientadas para la elaboración de secciones delgadas (igualmente orientadas). hacer una descripción petrográfica en cuanto a las fábricas, texturas, paragénesis mineral (para deducir las facies metamórficas en la que se encuentran las unidades) y sobre todo datos de los indicadores cinemáticos (como ejes de pliegues, orientación mineral y foliaciones), logrando así hacer una aproximación a la historia de metamorfismo y deformación que han sufrido el Litodema Chazumba y la Formación Cosoltepec; con el fin de hacer una comparación estructural entre dichas unidades.



COMPLEJO AYÚ

COBERTURA CENOZOICA

Caliza Teposcolula  
Cretácico Superior  
Caliza Coyotepec  
Cretácico Inferior  
Unidad Magdalena  
Cretácico Inferior

CRETACICO

Formación Chimeco  
Jurásico Superior

JURASICO

Formación Tecomazúchil  
Jurásico Medio

Unidad Otlantepc  
Jurásico Medio-Superior  
Piedra Hueca capas rojas  
Triásico Superior  
Jurásico Medio

JURASICO

Lentes de Tepejillo y Tultitlan  
~174 Ma (Keppie et al., 2004)

Intrusivos San Miguel  
171 Ma (Yañez et al., 1991)

JURASICO  
TRASICO

Litodema Chazumba  
(Migmatita Magdalena)  
~171 Ma (Keppie et al., 2004)

Litodema Chazumba  
~190-171 Ma

Complejo Acatlan  
(sin dividir) Paleozoico

PALEOZOICO

Símbolos:

- Municipio
- Carretera
- Muestras U-pb
- Dataciones Previamente Publicadas
- Cabalgamiento
- Falla Normal
- Falla Normal
- Falla

- Áreas estudio riguroso
- Limite de los mapas Figuras 1 y 2 (V)



- ↑ Eje de pliegue menor (EPM)
- ▲ Otra litología
- ▲ Esquistos con granate
- ▲ Anfibolita
- ▲ Psamita intercalada con esquistos micaceo

**Figura 1 (IV):** Mapa semi-regional donde se localizan las áreas de estudio más riguroso, y además se localizan algunos datos estructurales tanto de foliación como ejes de pliegues. Recuadro líneas punteadas Figura 2 (II) (B) (coordenadas geográficas) (modificado de Helbig et al. 2012).

## IV.1 FORMACION COSOLTEPEC

La Formación Cosoltepec se expone con convenientes afloramientos para un trabajo geológico, estos están sobre ríos y es allí donde la roca está mejor expuesta, en un área asequible. Sobre la litología con deformación dúctil se reconocen varias series de estructuras, como fábricas plano-lineal de cuarzo granate y micas (donde predomina la mica blanca, pero también biotita en bajo porcentaje).

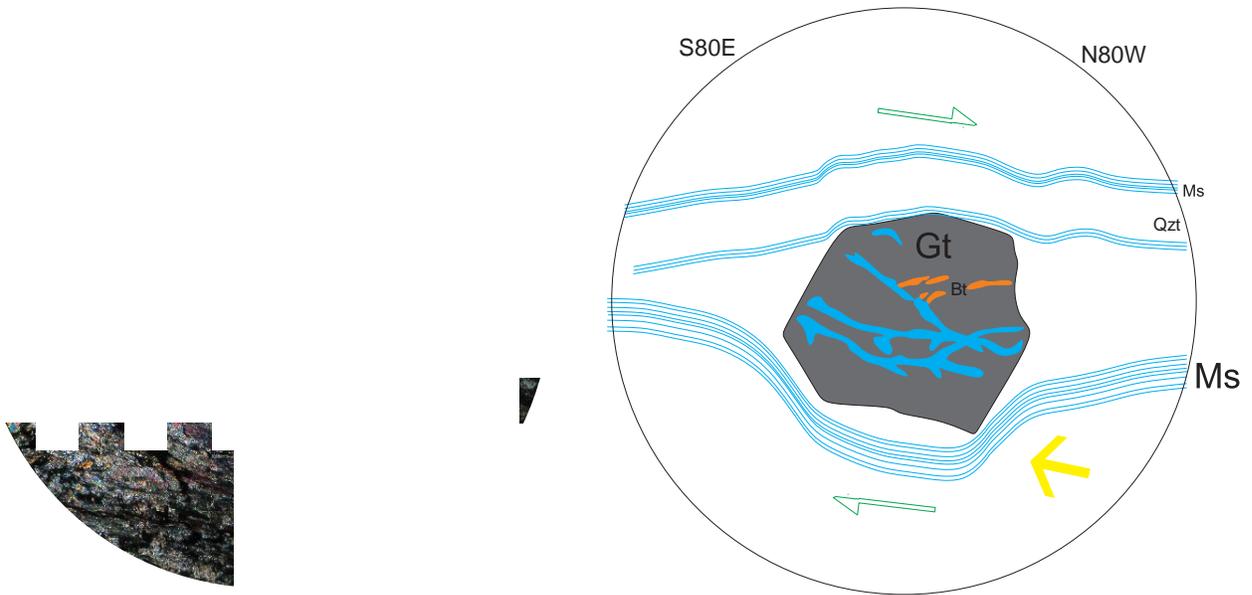
Se reconocen a gran medida dos litologías diferenciables; para la Formación Cosoltepec: cuarcitas que progresivamente pasan a ser esquistos de mica blanca muy competentes (en afloramiento), la paragénesis mineral que se reconoce es: cuarzo  $\pm$  mica blanca  $\pm$  granate  $\pm$  mica biotita, lo que da facies de anfibolita. Además, un cuerpo de roca verde con cuarzo  $\pm$  anfíbol  $\pm$  plagioclasa (posiblemente albíta), de tal manera que la roca puede estar en facies epidota anfibolita, pero, además, en algunos casos se presenta la paragénesis cuarzo  $\pm$  epidota  $\pm$  plagioclasa (posiblemente albíta) asociación característica de facies de esquisto verde.

### IV.1.1. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 1

#### ESTRUCTURAS PLANARES (Sfc1)

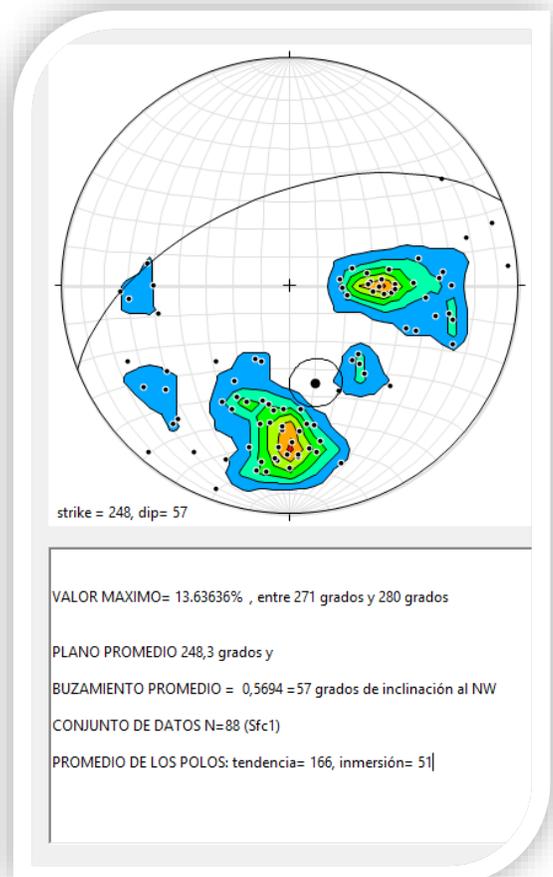
Las estructuras en régimen dúctil planares son foliación y bandeamiento. Aunque se logran reconocer algunos porfíblastos de cuarzo y en sección delgada se hace evidente el bandeamiento de cuarzo con recristalización dinámica y separaciones de dominios micáceos paralelos a S1. La foliación muy bien definida de cuarzo deformado con extinción ondulante y los puntos triples que indican dicha recristalización, además en menor porcentaje micas que en su mayoría son mica blanca, y que también cuenta con biotitas en muy bajo porcentaje. dando una microtextura granolepidoblastica. En la Figura 2 (IV) (muestra 8CA-10, ver anexo petrográfico, localidad carretera Joluxtla-Lunatitlan (coordenadas UTM: 0632291-2009285), se ilustra una muestra representativa de un esquisto con granate de la Formación Cosoltepec rotando en sentido dextral, con inclusiones de biotita cortando mica blanca, mostrando que la mica blanca está presente en dos generaciones diferentes y además que la biotita es posterior.

En el Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior (Figura 3 IV) se puede apreciar la dirección promedio de los polos; se ven las direcciones de las estructuras que se reconocieron en régimen dúctil como foliaciones y bandeamientos S1 (debido a que las S0 de la estratificación no se logran reconocer). Se aprecian dos tendencias de la dirección del rumbo de la foliación hacia E-W y al N-S, con un buzamiento promedio hacia el N y W respectivamente.



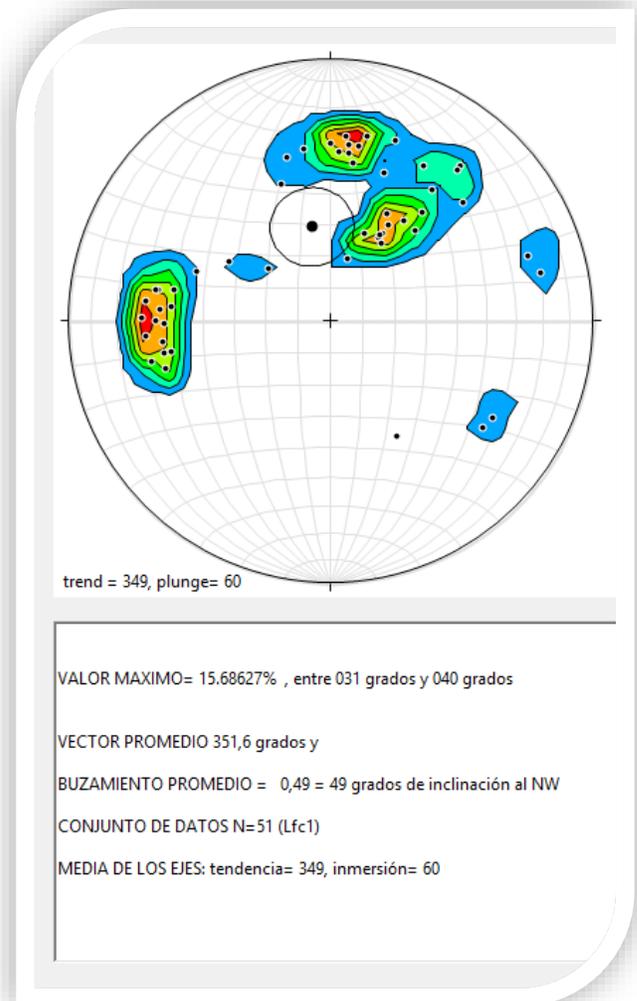
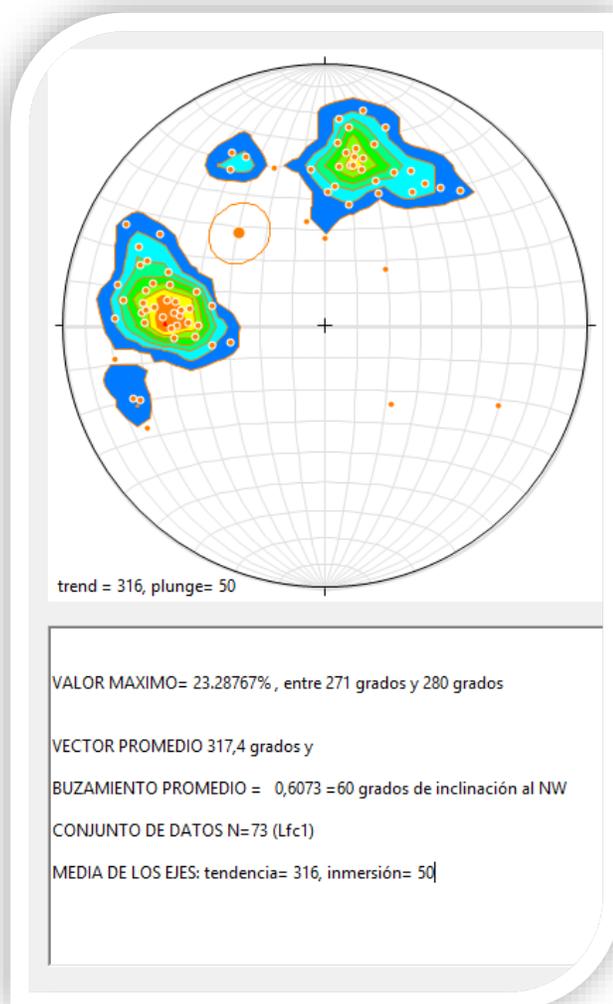
**Figura 2 (IV):** Fotomicrografía (izquierda) de una muestra en esquisto con granate de la Formación Cosoltepec rotando en sentido dextral con inclusiones de mica biotita cortando mica blanca (derecha). (escala dada por el diámetro de circunferencia=6mm)

**Figura 3 (IV):** Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior que expresa la dirección promedio de los polos de la geometría de la foliación S1 en la Formación Cosoltepec.



ESTRUCTURAS LINEALES (Lfc1)

Las estructuras lineales son primordiales y de gran valor para la interpretación geológica solo cuando son repetitivas, esto es, cuando coincide la dirección en una familia de líneas paralelas (llamadas lineaciones). Para nuestro caso, se midieron orientaciones minerales. Los minerales que dan una lineación en Lfc1 con relación a las superficies Sfc1 son minerales alargados prolatos (análogo a cigarrillos empacutados) de cuarzo, anfíboles, plagioclasas y granates; lo cual corresponde a una tectonita tipo L, y los cuales están orientados en una dirección que orienta el eje de máxima deformación finita (compresional) hacia el NE.



**Figura 4 (IV);** Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, donde ve la dirección de los ejes de pliegue (izquierda) y orientación mineral (derecha). Se observa las tendencias N y W, igual para la orientación mineral.

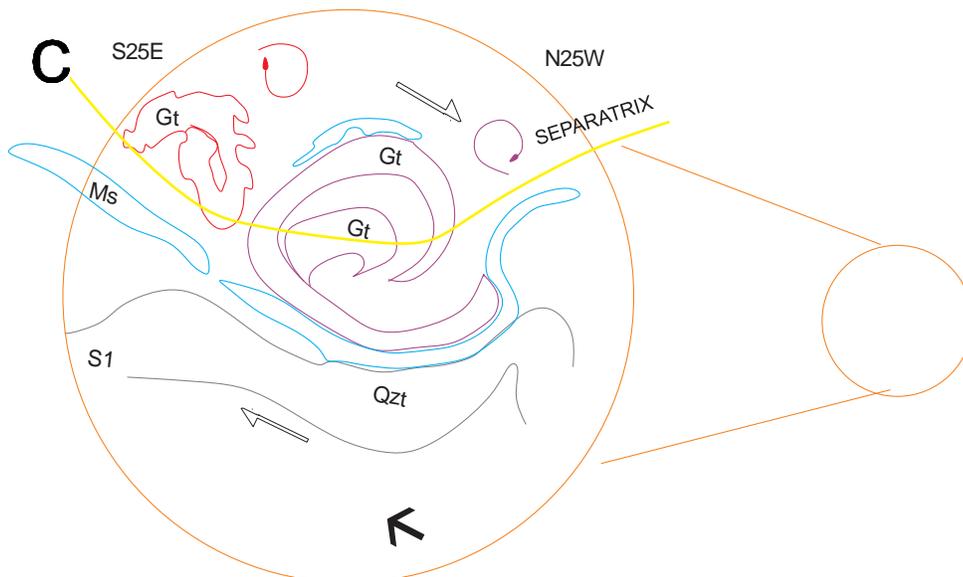
Como ejemplo, a escala microscópica de sección delgada, se ven muy frecuentemente dichas lineaciones formadas por porfiroblastos de granates alargados y con indicadores cinemáticos donde se puede señalar dos tendencias predominantes hacia el N y W, mostradas en la Figura 4 (IV). Pero además también se deben identificar las lineaciones que forman los ejes de pliegues, que son estructuras visibles en la roca, y la lineación de intersección entre el clivaje (foliación) y el plano axial de los pliegues que llamaremos Lfc1/2.

En la Figura 5 (IV) se ve el sentido de rotación de varios granates, que se determina sobre todo por la geometría de las "tails" o colas que forman las micas que rodean a estos minerales según *Passchier 1990*, la geometría de las colas depende de la velocidad de recrystalización en relación con la velocidad de rotación del porfiroblasto, además, la forma del porfiroblasto, la reología de las colas y la matriz; además, la tensión de cizallamiento y el grado en que las colas y la matriz se adhieren a este (*Passchier, 1996*), así, todo esto nos da una relación syntectónica con las micas blancas (Ms) y el cuarzo (Qzt). El sentido de rotación se deduce trazando la separatrix, que es una línea que separa líneas de flujo simétricamente (*Passchier, 1996*); con esto se deduce un sentido dextral.

**A**



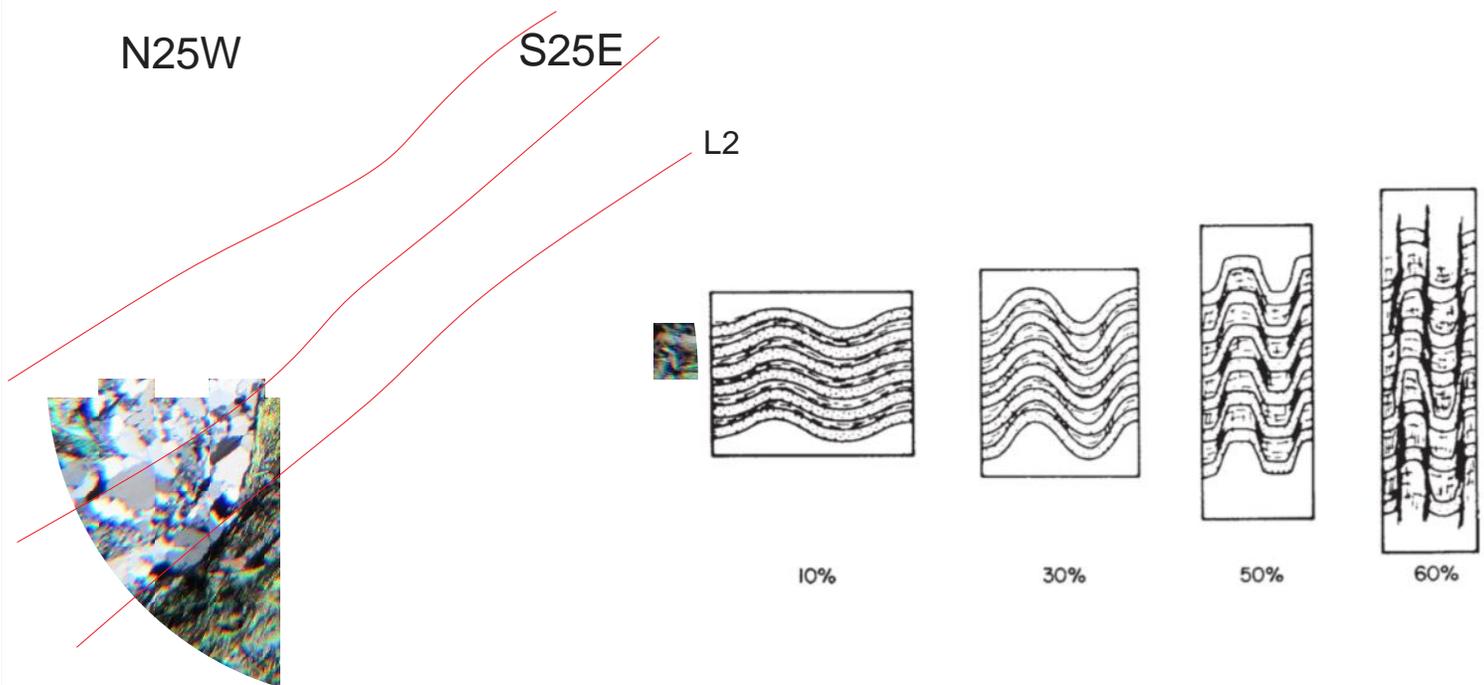
**Figura 5 (IV):** Fotomicrografía (B) en nicoles cruzados con un acercamiento esquemático en (C) y en nicoles paralelos (A), de esquistos cuarcíticos de la Formación Cosoltepec. Puede reconocer la rotación de los granates en sentido de las manecillas del reloj, La flecha negra indica la vergencia de Ffc2 (hacia el sur) (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm y la ampliación 2,25mm).



**B**

Las rocas de la Formación Cosolpetec (y también del Litodema Chazumba) son las típicas rocas metamórficas de protolito sedimentario, que están constituidas principalmente por una fase de cuarzo, una de micas y una interfase cuarzo-mica siendo esta última una superficie en la que se produce disolución con más facilidad en comparación a la interfase cuarzo-cuarzo por ejemplo; debido al principio de Riecke, este principio enuncia que la disolución tiende a producirse en las caras normales al esfuerzo mayor, esto es, los contactos cuarzo-mica en los flancos de los micropliegues son lugares ideales para la disolución del cuarzo hasta casi desaparecer. Los flancos se enriquecen en micas mientras que las charnelas mantienen la proporción inicial cuarzo-mica o bien se enriquecen en cuarzo por depositarse en ellas parte del cuarzo disuelto (Ramsay *et. al.*, 1987).

Al unir los flancos de los múltiples pliegues se crean lineaciones las cuales dan una dirección de esfuerzo y se toman en cuenta en los diagramas de proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los ejes de pliegues; pero además, se puede calcular un porcentaje de acortamiento aproximado en cada etapa de deformación, haciendo comparación con la imagen de la derecha y la fotomicrografía real de la Figura 6 (IV), con esto se concluye que el acortamiento es muy considerable, muy común en muchos pliegues de micas (fotomicrografía) de la Formación Cosoltepec, siendo de más del 60%, un cálculo aproximado (Ramsay *et. al.*, 1987).



**Figura 6 (IV):** Fotomicrografía (izquierda) de un clivaje desarrollado en  $L_{fc1/2}$  de la fase mica-cuarzo (líneas rojas), y (derecha) porcentaje de acortamiento esquemático en la misma fase (Ramsay, J. G. Y Huber, M.I., 1983).

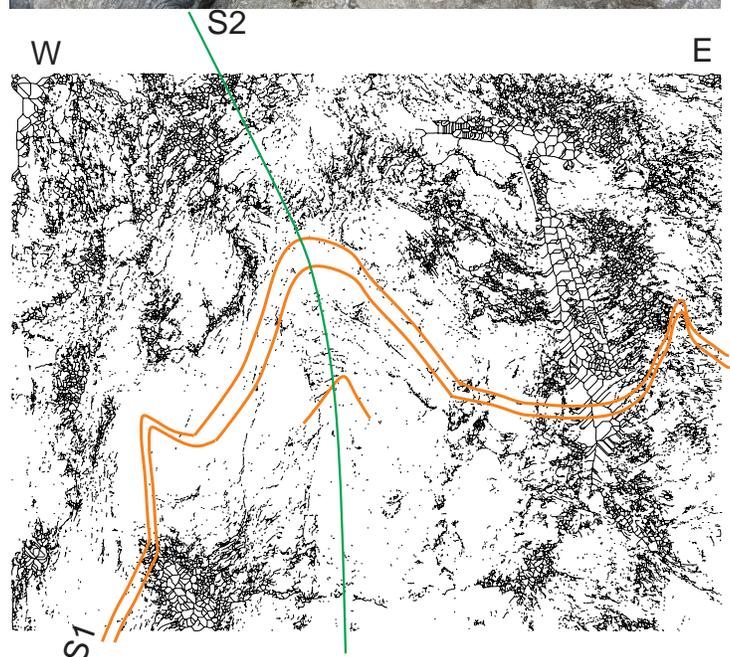
## IV.1.2. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 2

## ESTRUCTURAS PLEGADAS (Ffc2)

Este tipo de estructuras están definidas por un plegamiento Ffc2, de la foliación y la fábrica inicial Sfc1, muy marcado a escala afloramiento y también reconocido a escala de sección delgada. En cuanto a escala afloramiento la Figura 7 (IV) muestra un pliegue típico de la Formación Cosoltepec de tipo apretado ( $30^\circ$  a  $0^\circ$  de ángulo interflanco) sobre cuarcitas muy deformadas dúctilmente, que se dan a meso escala. A microescala se ven muy comúnmente que son isoclinales del tipo recostados plegando los dominios cuarcíticos y micáceos como se ve en la Figura 8 (IV). La orientación promedio de los planos axiales se muestra en el diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de los planos axiales de la Figura 9 (IV) con rumbo NW-SE y buzando hacia el NE.

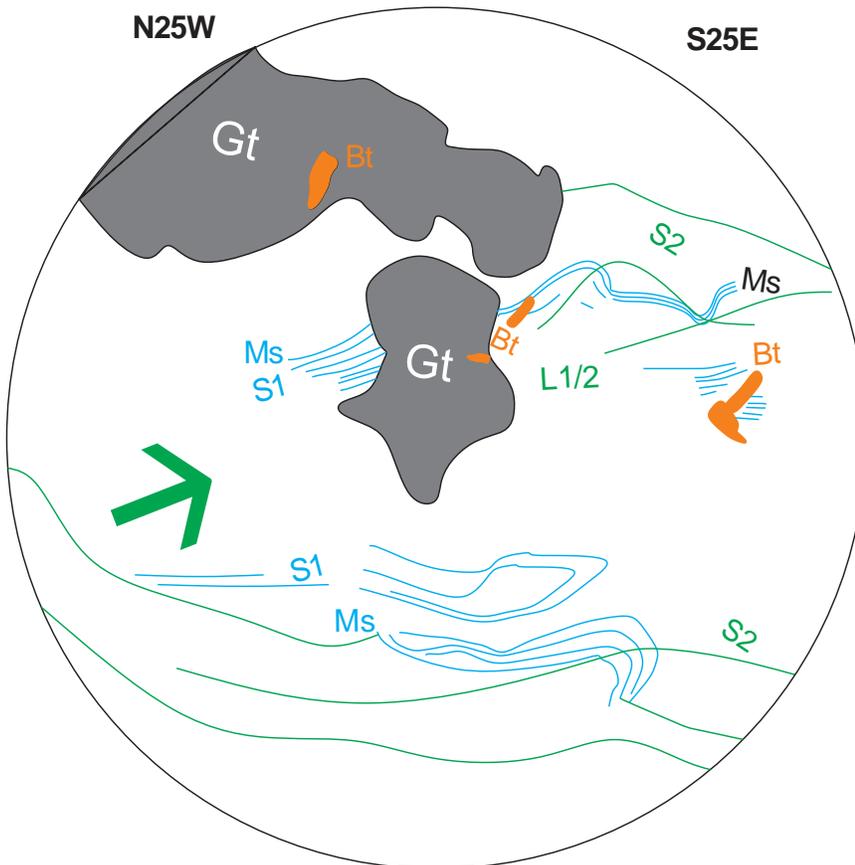


**Figura 7 (IV):** Fotografía (arriba) y esquema (abajo) de un afloramiento de la Formación Cosoltepec mostrando un pliegue en Ffc2 y las estructuras planares S1.

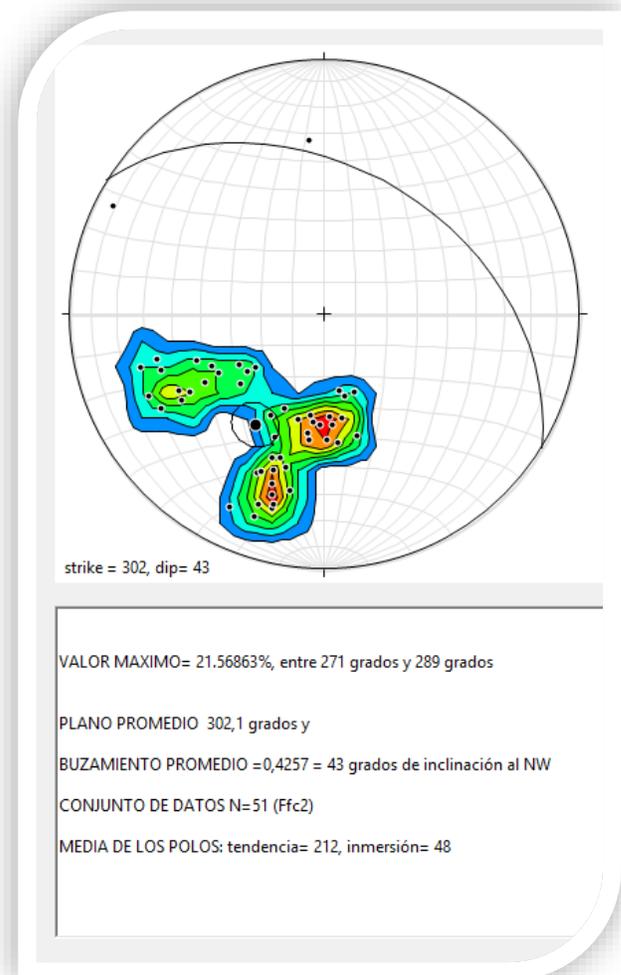




**Figura 8 (IV):** Fotomicrografía (arriba) y su esquema (abajo), se aprecian los granates (Gt) en la misma dirección de la foliación Sfc2, post-tectónicos a Sfc1, con inclusiones de cuarzo y biotita; y cortando micas blancas anteriores a Sfc1, siendo una segunda estructura planar dada por la mica biotita posterior a Ms. La flecha verde indica la vergencia de Ffc2. (escala dada por el diámetro de la circunferencia de la Fotomicrografía, igual a 6mm).

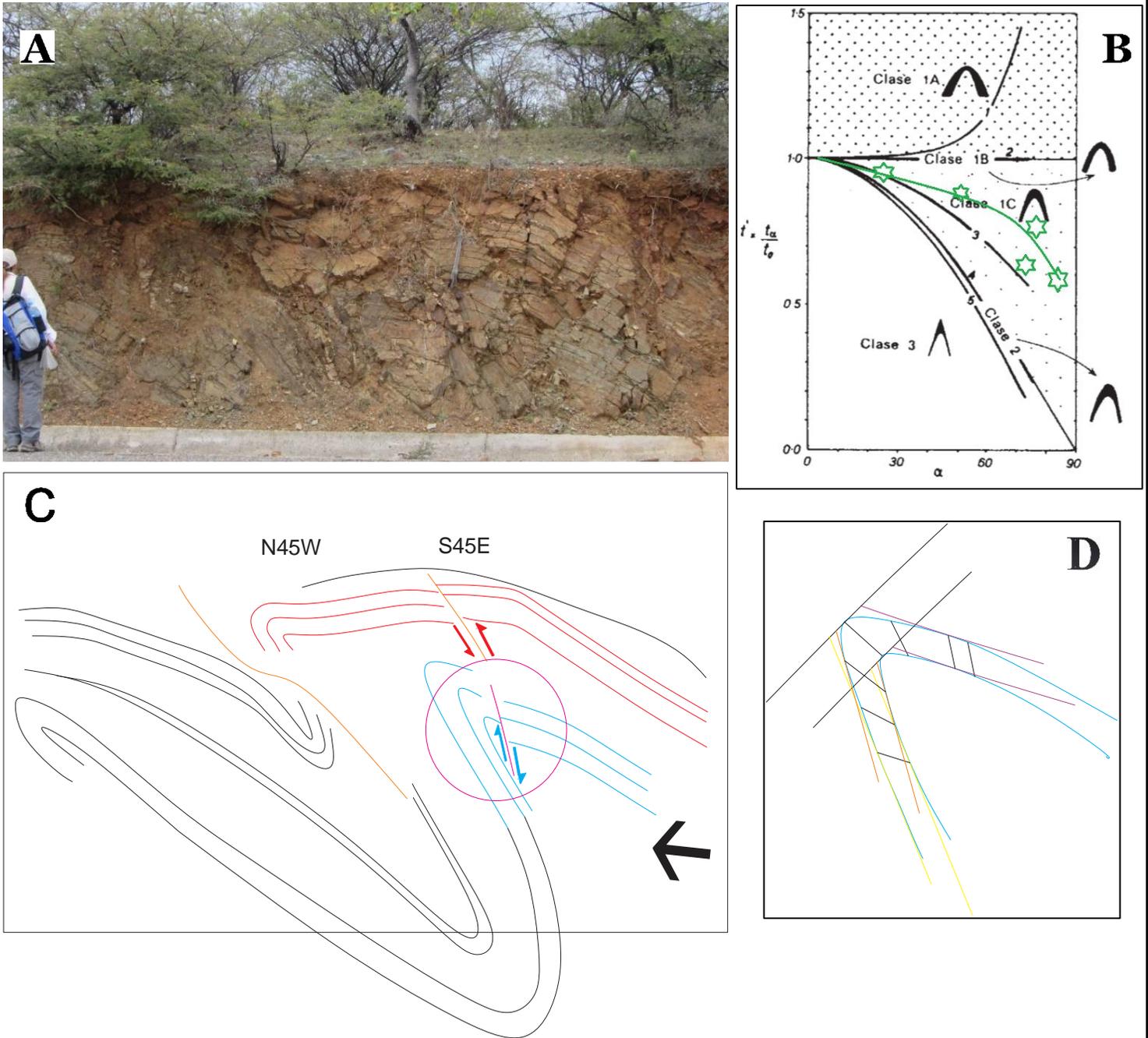


**Figura 9 (IV):** Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de los planos axiales para el plegamiento en Ffc2. Se ilustra el plano axial promedio.



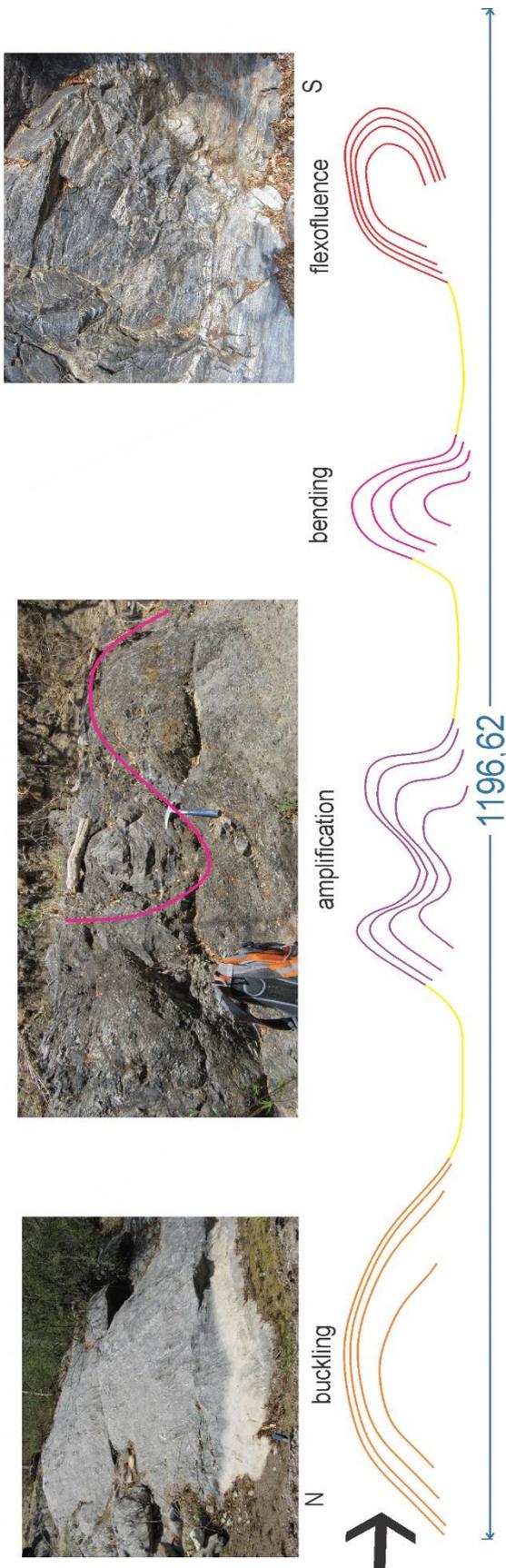
## VERGENCIA PARA Ffc2

Gracias a la lineación mineral, a la dirección de los ejes de pliegues, a los planos axiales, y a algunos afloramientos a gran escala, se puede deducir una vergencia local para Ffc2. Haciendo coincidir estos datos cinemáticos se puede deducir que los cuerpos de roca han sido deformados en dos direcciones al N-NW y otra totalmente opuesta al S-SE, como se observa en la Figura 10 (IV) (los pliegues están sobre metareniscas de la Formación Cosoltepec) y Figura 12 (IV) respectivamente (sobre esquistos cuarcíticos). Además, se hace la traza de clases de pliegues según el diagrama de Ramsay 1967; en el cual se trazaron algunos puntos (inclinación pendiente=alfa versus distancia t entre el techo y el muro de la capa, en naranja), dando pliegues clase 1C a clase 2 (similares) los cuales tienen adelgazamiento relativo de los flancos y aumento en el grosor de las charnelas, como se dijo en el marco teórico; son frecuentes en entornos metamórficos, donde la mayoría de las deformaciones se dan por prolongados procesos dúctiles de roca; en entornos que incluirían profundidades relativamente mayores que la corteza superior (George y Stephen, 1996).

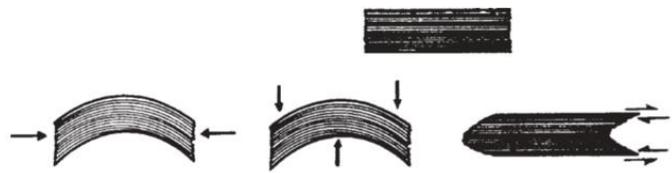


**Figura 10 (IV):** Afloramiento (A) donde se aprecia el plegamiento. Abajo (C) el esquema, la flecha negra indica la vergencia (N-NW) y (D) el análisis del tipo de pliegue según Ramsay J.G. (1967) (círculo rosa en el esquema C); el cual muestra un pliegue tipo 1C (las rectas del mismo color indican el mismo valor de pendiente); y (B) diagrama en el cual se trazaron algunos puntos (inclinación pendiente=alfa versus distancia  $t$  entre el techo y el muro de la capa, en verde). Además, se muestra el fallamiento tipo frágil normal (azul) e inverso (rojo).

DESARROLLO DE PLIEGUES



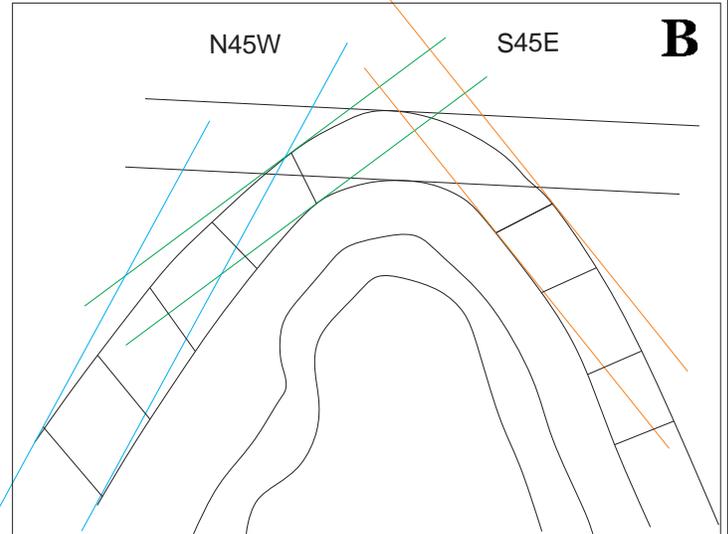
Al desarrollarse un plegamiento, primero la longitud de onda va tomando forma, a partir de este estadio, los pliegues cambian aumentando su amplitud y disminuyendo su longitud de onda, sucesivamente pierden la geometría sinusoidal, este fenómeno se conoce como amplificación; pero también puede ocurrir que los pliegues se originen preliminarmente por pandeo o buckling (Figura 11 IV) de las capas competentes, que en este caso sería el cuerpo de cuarcita (o litología con predominio de capas foliadas compuestas de cuarzo), así, estos se pliegan y transfieren esfuerzos a los niveles incompetentes (esquistos, o algunas rocas donde predominen niveles micáceos) haciéndolos plegar.



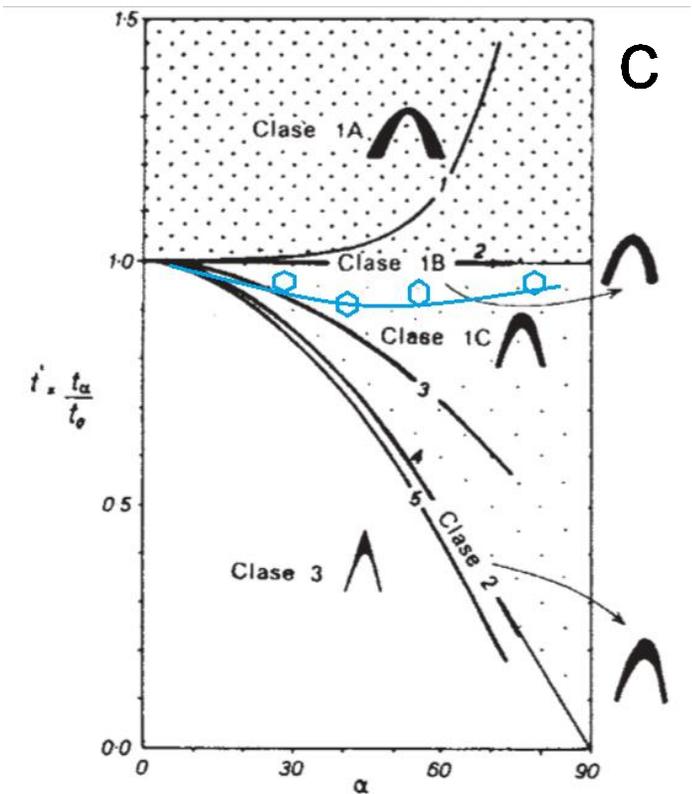
**Figura 11 (IV):** (arriba) los tres mecanismos esenciales de producir pliegues: pandeo o "buckling" (izquierda), comadura o bending (centro) y cizallamiento simple heterogéneo (derecha) (figura de Martínez Catalán, 2002).

Después de esto, los esfuerzos pasan a ser normales a las capas, y consecuentemente las capas incompetentes pasarían a plegarse por bending (Figura 12 IV). El cizallamiento simple heterogéneo (o flexofluencia) es muy común, ya que la mayor parte de las zonas de cizalla dúctiles se deben a este; los flancos del pliegue se deforman por cizalla simple actuando paralelamente a los límites de la capa.

**Figura 12 (IV):** (izquierda) La mayoría de los pliegues se producen combinando varios de esos mecanismos, e incluso es común que una misma formación se hayan podido plegar por los tres diferentes mecanismos; como se ve en la imagen a la izquierda de la Formación Cosoltepec, el mayor avance de la vergencia es en promedio hacia el S-SE (en un área de largo de 1196, 62 metros).



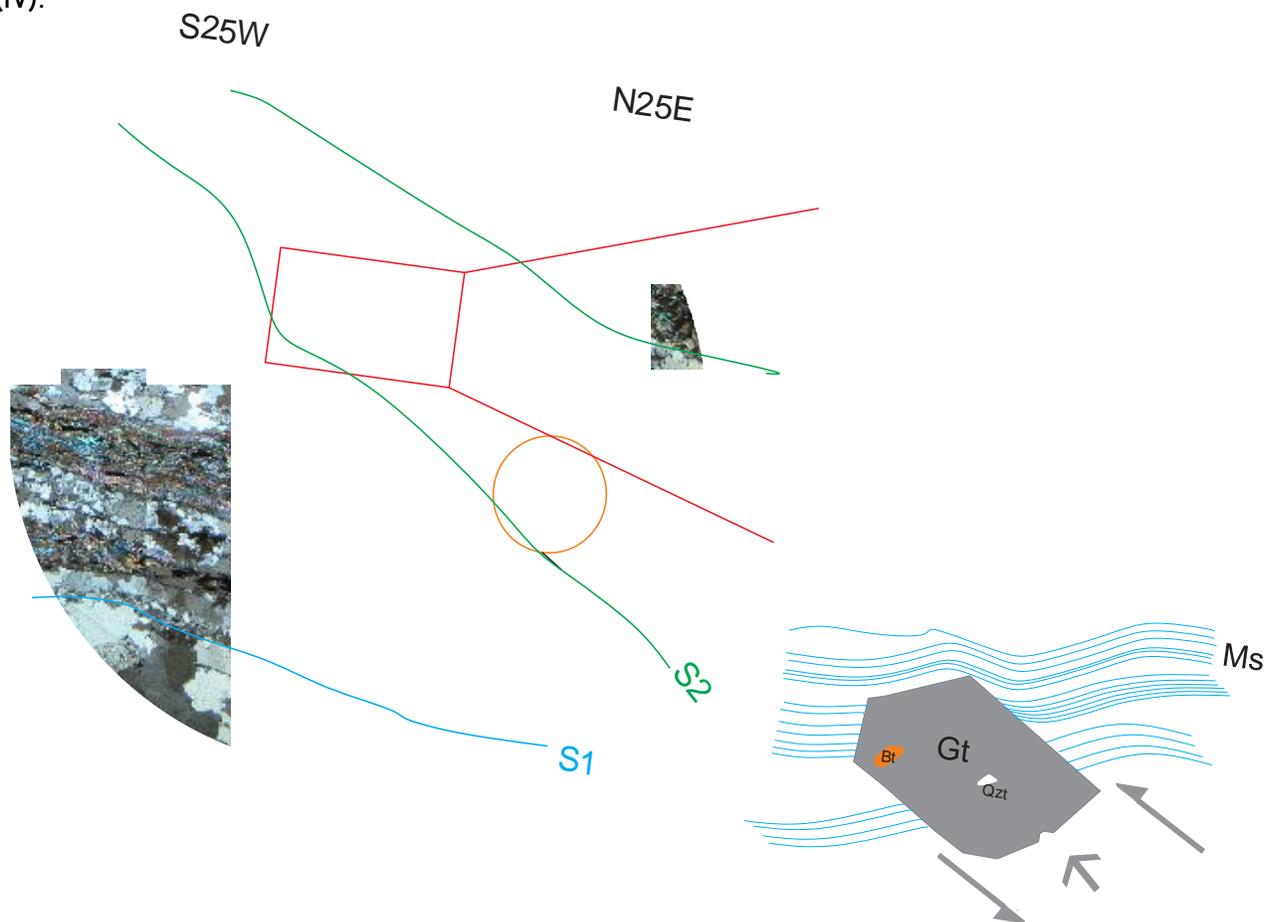
**Figura 13 (IV):** Clasificación geométrica de la forma de las capas plegadas de Ramsay (1967), para un afloramiento de la Formación Cosoltepec (A); se ve plegamiento tipo 1B (las rectas de igual pendiente se señalan con el mismo color, B). (escala: una brújula). La traza de clases de pliegues entra en el campo de clases 1B según el diagrama de Ramsay 1967 (C).



Para utilizar la clasificación geométrica de la forma de las capas plegadas de Ramsay, que en el caso del afloramiento de la Figura 13 (IV), se ve plegamiento tipo 1B, se utilizan fotografías de secciones transversales de pliegues. Se aplica sobre todo a pliegues menores, debido a que son los que se pueden fotografiarse en sección transversal, podría aplicarse también a pliegues mayores si se reconoce la geometría con una buena cartografía.

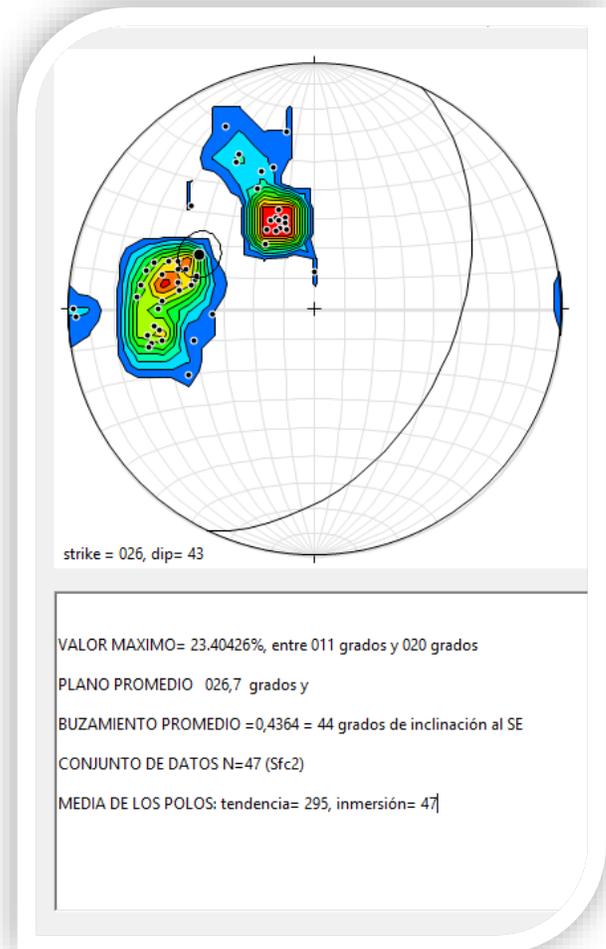
ESTRUCTURAS PLANARES (Sfc2)

En la Formación Cosoltepec, se observan estructuras tanto en sección delgada como en afloramiento, la foliación y la fábrica de Sfc1 es plegada y cortada por un nuevo crecimiento de micas donde la que predomina es la biotita. Este crecimiento mineral y en asociación con los planos axiales de los pliegues conforman las superficies en Sfc2, al no existir la presencia de clorita, y si cuarzo recrystalizado en esta superficie más granate y muy poca mica blanca, se deduce una deformación bajo condiciones de metamorfismos en facies anfibolita, como se aprecia en la Figura 14 (IV); donde se evidencia la biotita (Bt) en la misma dirección de la foliación Sfc2 (estructura planar), post -tectónicos a Sfc1, al igual que los granate (Gt) con inclusiones de cuarzo y biotita; y cortando micas blancas anteriores (Ms), formando por una textura granolepidoblastica. La flecha gris indica la vergencia de Ffc2. La superficie Sfc2 tiene dos direcciones predominantes de la foliación, en promedio inclinada hacia el E y rumbo N-S y la segunda inclinada al N-NW como se ve en el diagrama de proyección de Schmidt, hemisferio inferior de la Figura 15 (IV).



**Figura 14 (IV):** Fotomicrografía de una muestra representativa de la Formación Cosoltepec además de una mica blanca y biotita posterior en S2 (señalada con la circunferencia color naranja) y a la izquierda una ampliación esquemática de granates rotando en sentido sinistral (derecha), la flecha gris indica vergencia de Ffc2. (escala dada por el diámetro de circunferencia=6mm)

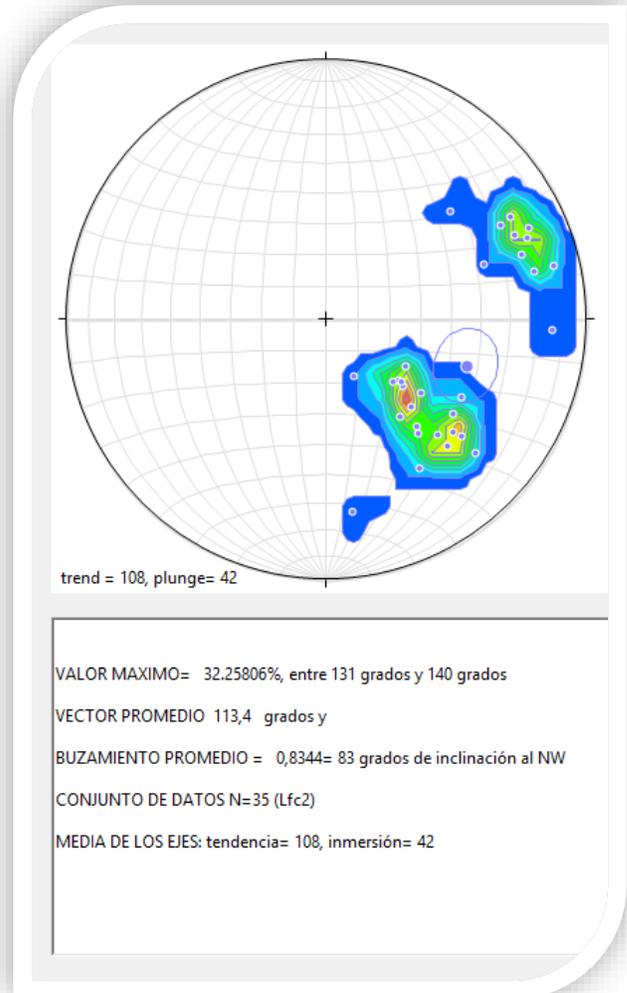
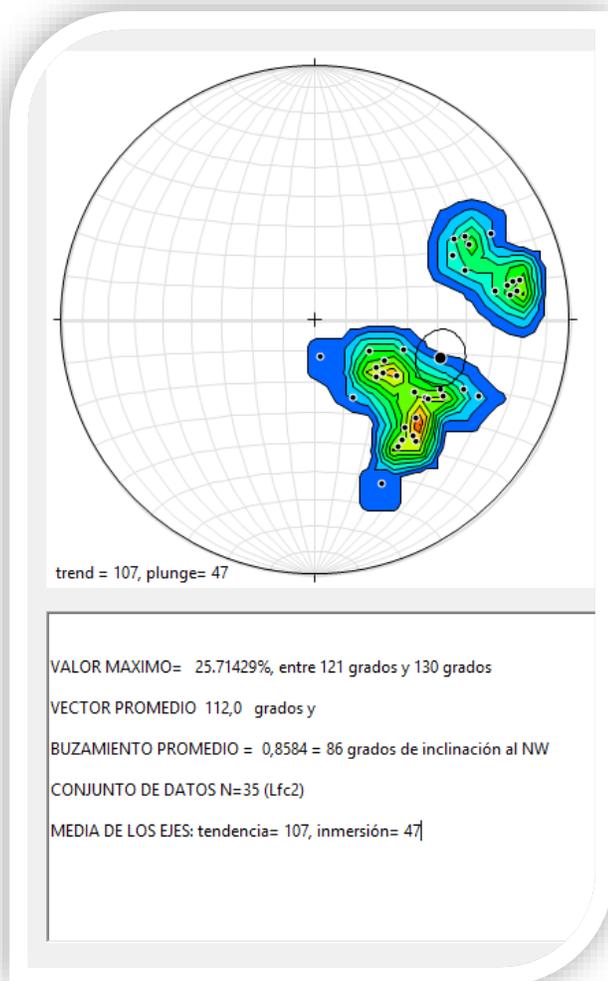
**Figura 15 (IV):** Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de los planos axiales para la foliación en Sfc2. Se muestra el plano axial promedio.



## ESTRUCTURAS LINEALES (Lfc2)

La lineación mineral y la lineación de estiramiento (en este caso serían estructuras como los ejes de pliegues) son paralelas al eje mayor del elipsoide de deformación finita, si y sólo si han sido afectadas por una sola fase de deformación, como se ha comprobado en rocas con objetos inicialmente esféricos (y también con objetos de otras formas muy variadas) (Ramsay *et. al.*, 2000).

Se pudieron diferenciar sobre la Formación Cosoltepec lineaciones minerales relacionadas con Sfc2, por ejemplo, granates alargados, que portan la superficie Sfc1 (ver también Figura 8 IV), además de una lineación Lfc2/3 entre las superficies Sfc2-Sfc3, con la cual se infiere la posición que teóricamente corresponde a los ejes de pliegue para Ffc2. En los diagramas de proyección de Schmidt, hemisferio inferior de la Figura 16 (IV) se muestran dos direcciones de orientación predominantes hacia el S y al E, tanto para la orientación mineral como para los ejes de pliegues.



**Figura 16 (IV):** Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, se ve la dirección de los ejes de pliegue (izquierda) y orientación mineral (derecha) para Sfc2. Se observa las tendencias S y E, igual para la orientación mineral.

IV.1.3. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 3

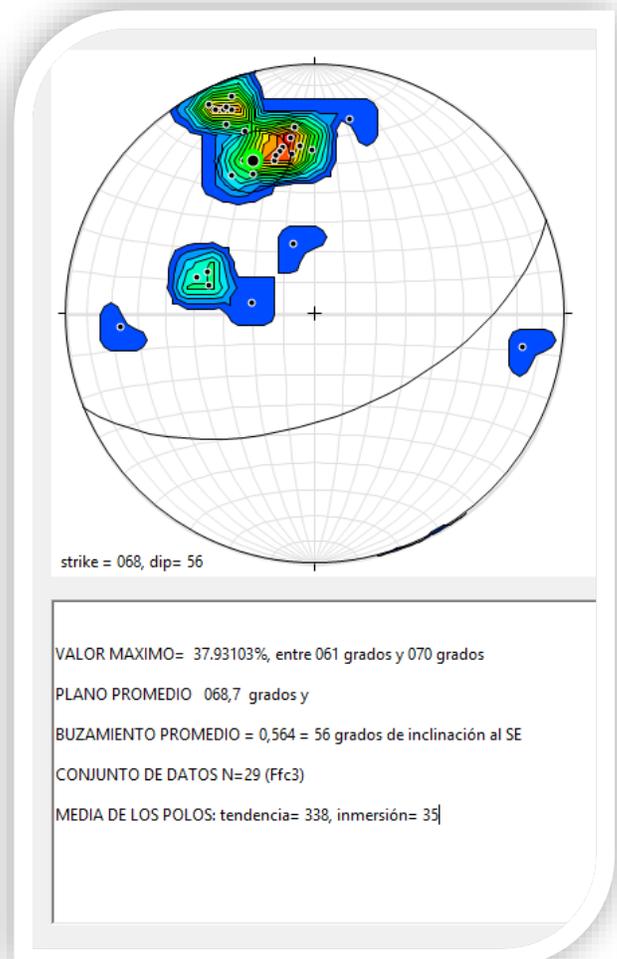
ESTRUCTURAS PLEGADAS (Ffc3)

La Formación Cosoltepec muestra otra serie de estructuras plegadas en Ffc3, afectando las estructuras de las fases de deformación anteriores, dichas estructuras se presentan a escala afloramiento como se muestra en la Figura 18 (IV), donde algunos pliegues en la dirección Ffc2 se encuentran replegados, pero además cortan igualmente a Ffc2. También se observan microestructuras en sección delgada (Figura 19 IV) donde se hace evidente lo que se ve en el afloramiento.

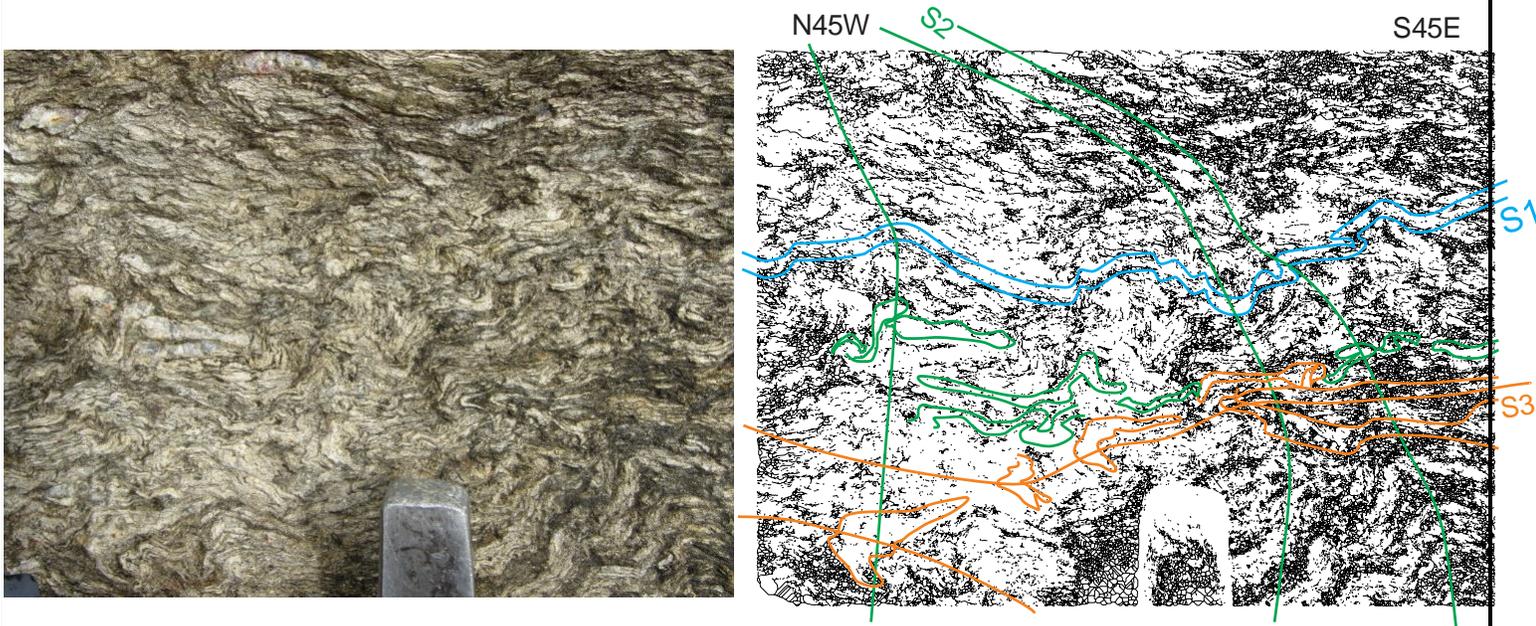
Se hace referencia a pliegues en su mayoría de tipo abierto (ángulo interlimbo 120-90), tanto sinformes como antiformes, con planos axiales buzando hacia el S-SE mostrado en el diagrama de proyección de Schmidt, hemisferio inferior de la Figura 17 (IV).

Dicho plegamiento está formado por bandas de cuarzo que, en algunos niveles ricos en este mineral, pueden llegar a desaparecer la continuidad de dichos pliegues en su totalidad y quedar como remanentes de charnelas, dando lugar a lo que se llama una foliación (clivaje) de transposición, como se aprecia en la Figura 18 (IV). En la misma Figura también se resaltan las foliaciones tanto en Sfc1 como en Sfc2 en un afloramiento de esquistos micáceos de la Formación Cosoltepec.

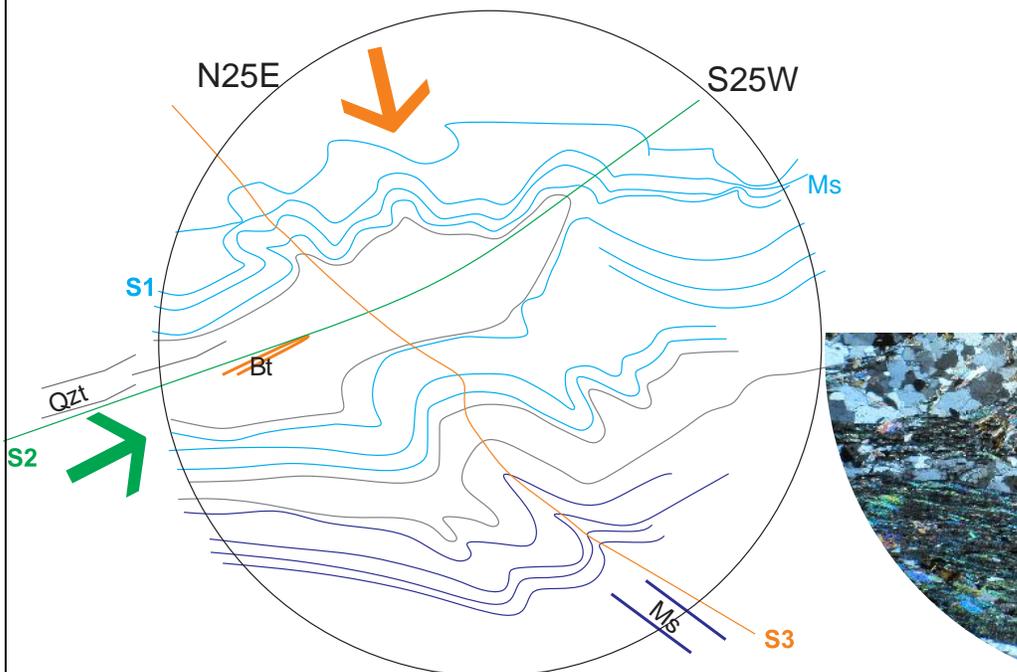
En la Figura 19 (IV) se hace un esquema del plegamiento a microescala, donde el clivaje en Sfc1 está plegado en Ffc2 por una capa de cuarzo con vergencia hacia el Sur y un plegamiento posterior Ffc3 formado por mica blanca, con una vergencia de hacia el N-NW afectando tanto Sfc1 como Sfc2.



**Figura 17 (IV):** Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras plegadas representadas por el plano axial de los ejes pliegues en Ffc3,



**Figura 18 (IV):** Afloramiento (izquierda) y esquema (derecha) de esquistos micáceos de la Formación Cosoltepec, plegados en Ffc3 y Ffc2. Se resaltan algunos remanentes de charnelas.



**Figura 19 (IV):** Fotomicrografía (derecha) y esquema (izquierda) de los plegamientos que han desarrollado un clivaje hasta un Sfc3. La flecha verde indica la vergencia del plegamiento en Ffc2 al S-SE y la naranja azul la vergencia en Ffc3 al N-NW (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

IV.1.4. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 4

ESTRUCTURAS DE PLIEGUES BOUDINAGE (Ffc4) TIPO FRAGIL-DUCTIL

Los “*boudins*” son estructuras que se crean por extensión, la cual se ve más claramente en las capas competentes (cuando están intercaladas con incompetentes), en las cuales éstas se han separado total o parcialmente en fragmentos; las incompetentes pueden extenderse dúctilmente, no obstante, las más competentes necesitan de un esfuerzo de extensión considerable y no siempre lo logran y mucho menos, a la misma velocidad que las capas incompetentes (las incompetentes actúan con esfuerzos sobre las competentes y llegan a romperlas) (Ramsay et al., 2000).

Algo parecido sucede con altos contrastes de viscosidad, se forman *boudines* rectangulares (Figura 20 IV) que evolucionan hacia formas de cilindro, pero con contrastes medios se producen con formas lenticulares, y finalmente con bajos contrastes se forman *boudins* del tipo “*pinch and swell*”

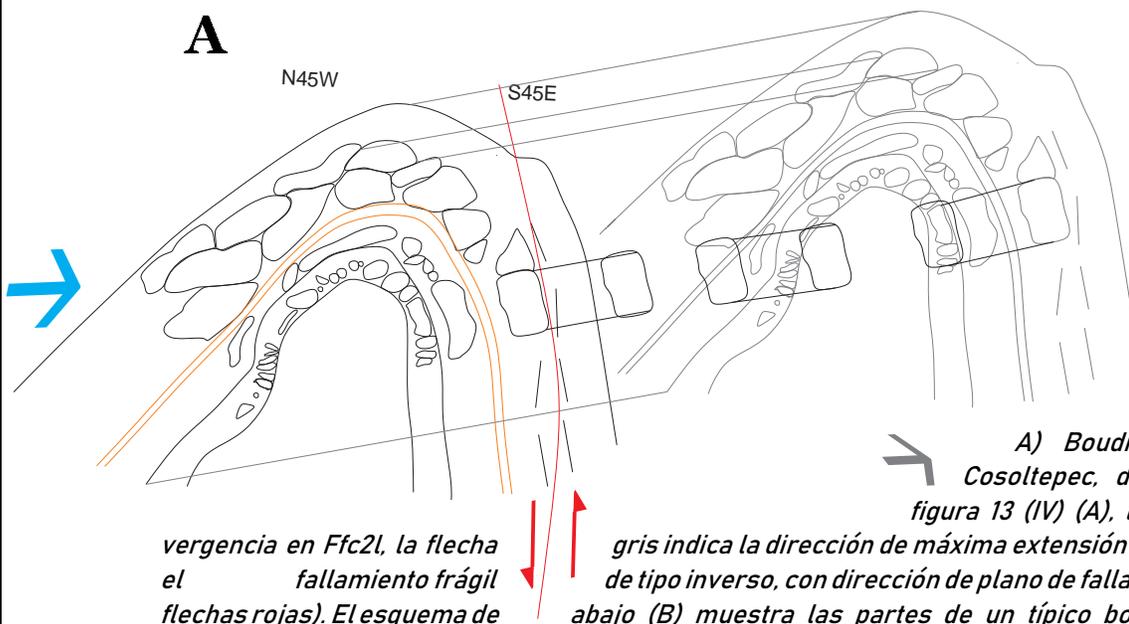
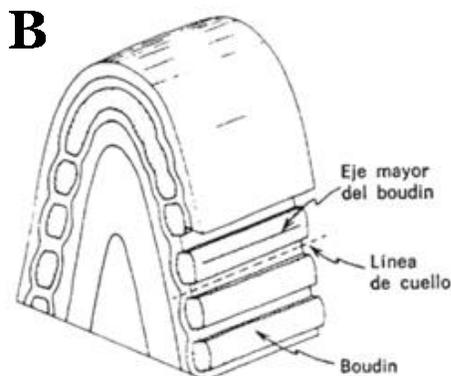


Figura 20 (IV): (arriba, A) Boudins de la Formación Cosoltepec, del afloramiento de la figura 13 (IV) (A), la flecha azul indica la

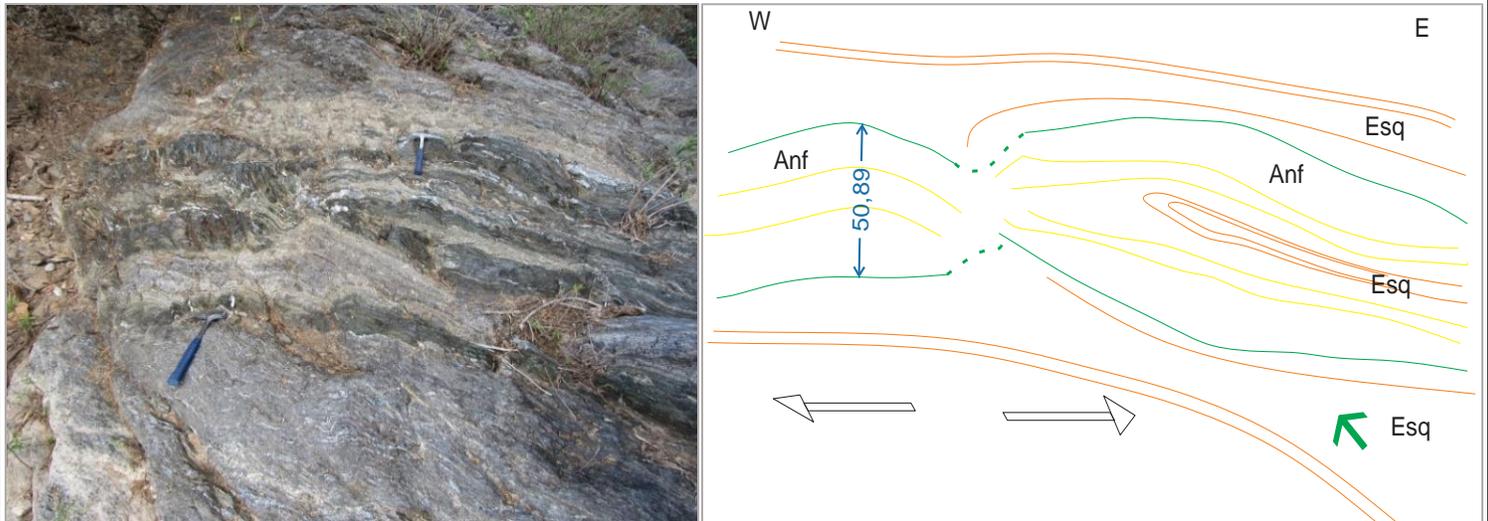
vergencia en Ffc2l, la flecha el fallamiento frágil flechas rojas). El esquema de

gris indica la dirección de máxima extensión  $\delta 1$  al NE. Además, se ve de tipo inverso, con dirección de plano de falla N80°E/080°SE (plano y abajo (B) muestra las partes de un típico boudins similar al de la Formación Cosoltepec (figura de Ramsay, J. G. Y Huber, M.I., 1983).



Son estructuras frágiles o frágil-dúctil, debido a que se forman una combinación de rotura y estiramiento de las capas, pero se incluyen en el comportamiento dúctil, y se forman en rocas que, en su mayor parte de la deformación es de tipo dúctil.

Con altos contrastes de viscosidad, se forman *boudines* rectangulares que evolucionan hacia formas de cilindro, como en la Figura 20 (IV) (A), donde se aprecia una forma no muy bien definida entre rectangular y lenticular; por el hecho de ser una unidad competente, y con al parecer con alta viscosidad, la Formación Cosoltepec desarrolla este tipo de *boundines* rectangulares. Los cuerpos de anfibolita tienen edades de la Formación Cosoltepec (Kirsch *et al.* 2014) muestran este tipo estructura *bounding*, con una vergencia de máximo estiramiento  $\delta 1$  hacia el NE (Figura 21 IV) (localidad río algodón (coordenadas UTM: 0627793-2004669), ver anexo mapa geológico).



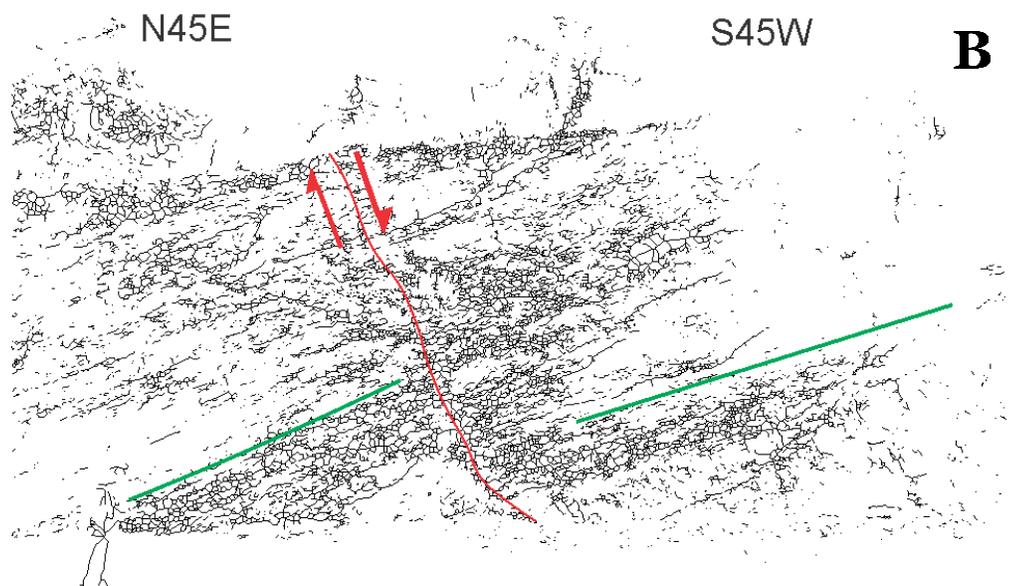
**Figura 21 (IV);** Afloramiento (izquierda) y esquema (derecha) de la roca anfibolita con espesor (50,89 cm, Esq=esquistos y Anf=anfibolita). Además, se destaca la estructura frágil-dúctil tipo *bounding* de tipo extensional.

#### IV.1.5. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 5

##### ESTRUCTURAS DE TIPO FRÁGIL NORMAL FORMACION COSOLTEPEC

Finalmente, para la Formación Cosoltepec se pudieron deducir dos tipos de fallamiento, uno frágil normal y un segundo posterior frágil inverso. En la Figura 10 (IV) se muestra la relación temporal de dicho fallamiento. La tendencia que se pudo calcular siguiendo algunas fallas normales fue con planos de falla buzantes hacia el S-SW en promedio; dando una vergencia del esfuerzo frágil hacia el N-NE; son fallas las cuales solo presentan harina de falla dentro de los planos, lo que indica que dicho fallamiento es algo somero y no hay evidencia de estructuras más profundas como lo son las estrías de falla o milonitización como se muestra en la Figura 22 (IV).

**Figura 22 (IV);** (A) Foto del fallamiento normal a escala afloramiento de la Formación Cosoltepec. En el esquema (B) el plano de falla de color rojo ( $N73^{\circ}W/079^{\circ}SW$ ) y de la foliación verde.



#### IV.1.6. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 6

##### ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL INVERSO FORMACION COSOLTEPEC

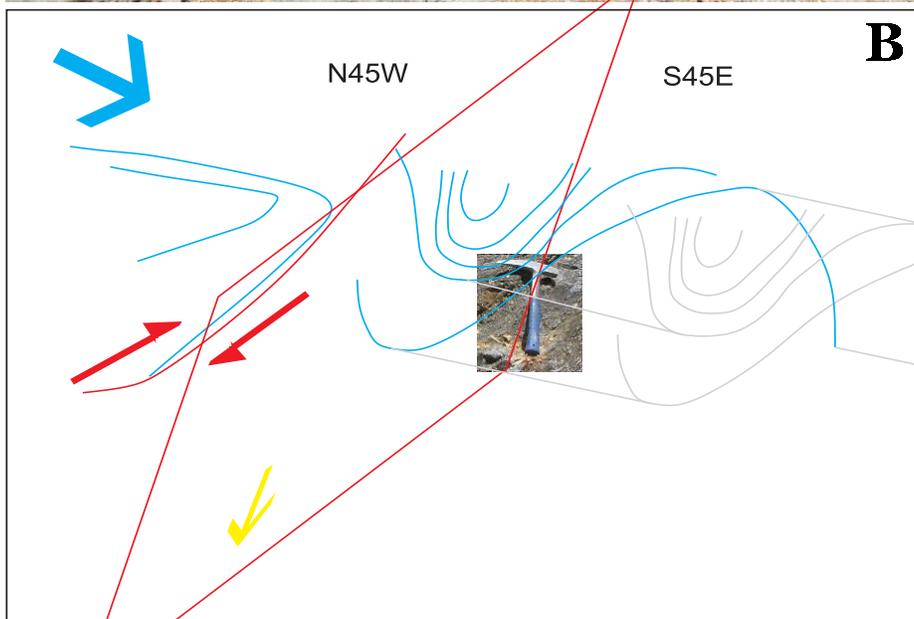
El segundo tipo de fallamiento frágil inverso para la Formación Cosoltepec se muestra en las figuras Figura 23 (IV) y Figura 24 (IV). La tendencia de las fallas inversas fue con planos de falla buzantes hacia el NE en promedio; dando una vergencia del esfuerzo frágil hacia el SW; igualmente son fallas que solo presentan harina de falla dentro de los planos, indicando fallamiento somero y no estructuras más profundas como estrías de falla.

En algunos lugares a lo largo del contacto se puede apreciar la vergencia regional para Ffc2, gracias al desarrollo de grandes estructuras plegadas asimétricas de tipo reclinados a recumbentes y de amplitud de onda para el caso de la Formación Cosoltepec; en la Figura 23 (IV) y Figura 24 (IV) se ve claramente una vergencia de Ffc2 hacia aproximadamente el Sur-Suroriente; en algunas áreas, los grandes pliegues permiten concluir dicha vergencia, con pliegues del tipo isoclinal a reclinados de hasta 20 metros en espesor estructural como se ve en la Figura 25 (IV).

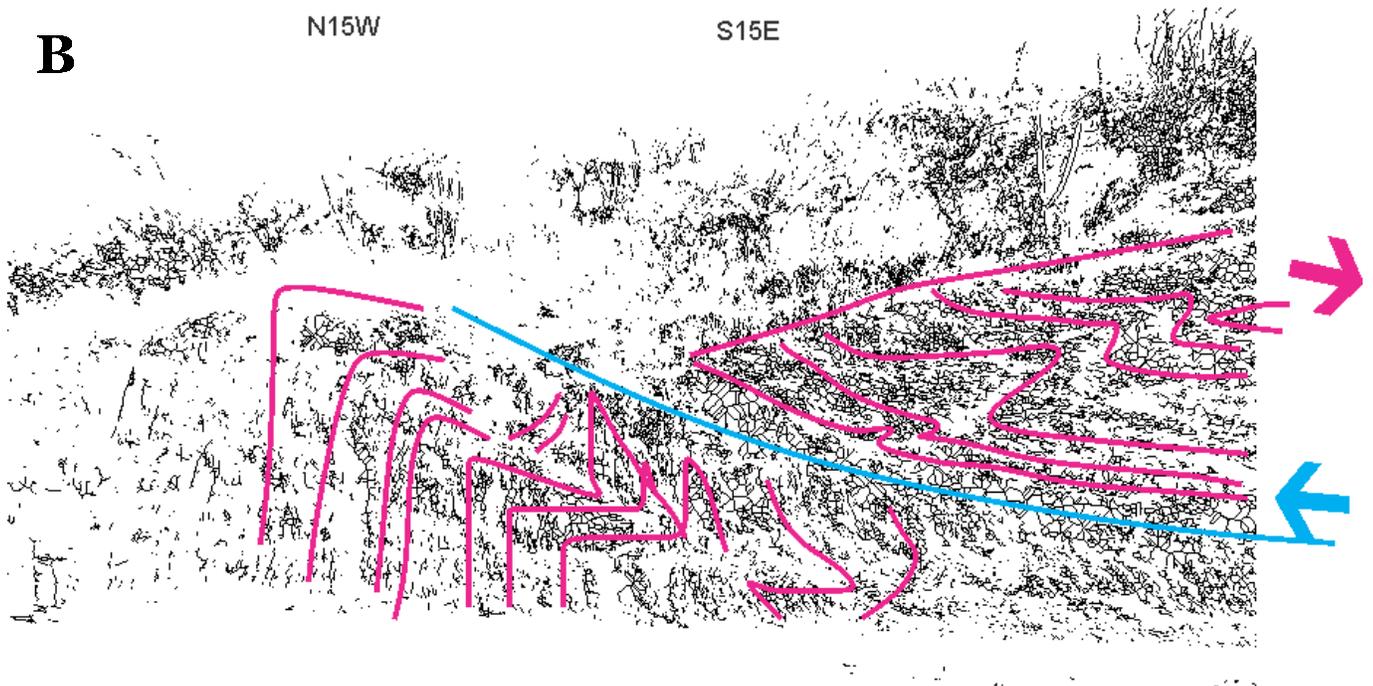


**A**

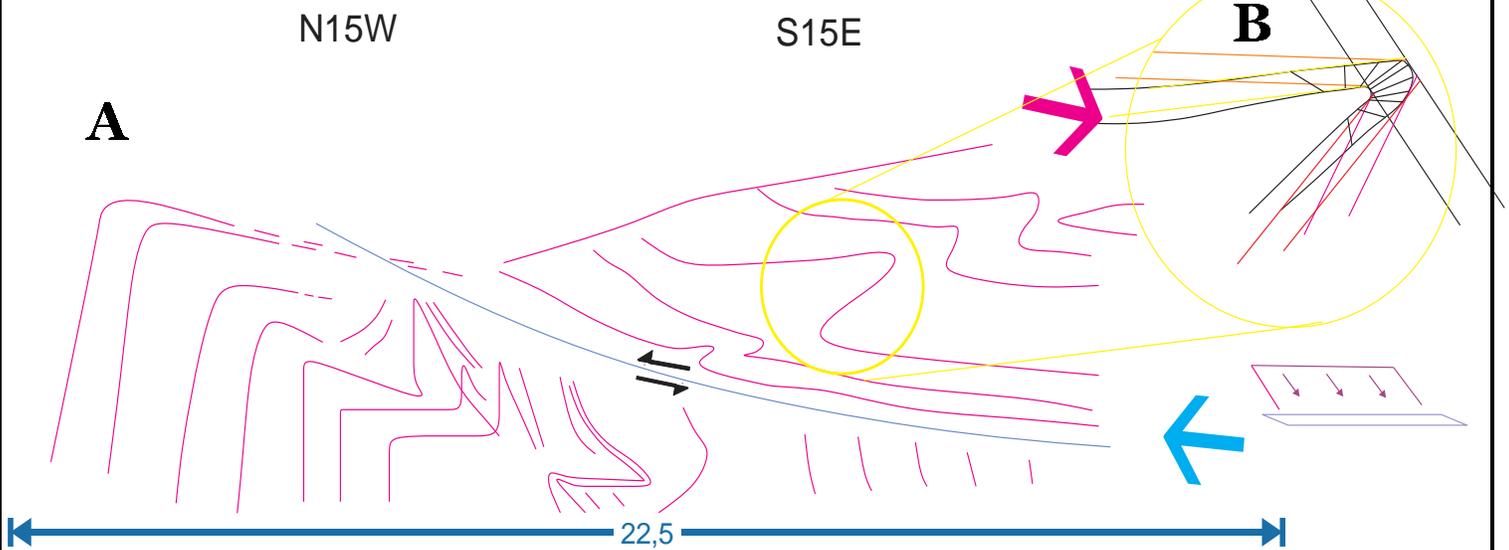
*Figura 23 (IV): Foto (A) y esquema 3D (B) de estructuras plegadas indicando la vergencia Ffc2 (flecha azul). Además, el fallamiento frágil, con plano de falla de color rojo (N70W/055NE). La flecha amarilla indica la dirección buzamiento.*



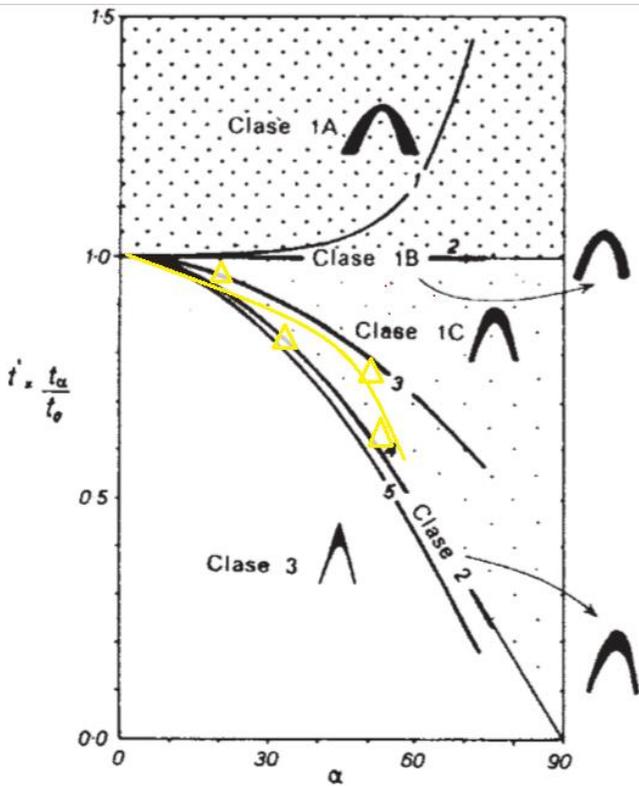
**B**



**Figura 24 (IV);** Afloramiento (A) y esquema (B) de un plegamiento donde se deduce la vergencia, en este caso hacia el sur (flecha rosa). Además, se aprecia fallamiento frágil, con plano de falla N05W/023NE (flecha azul).



C



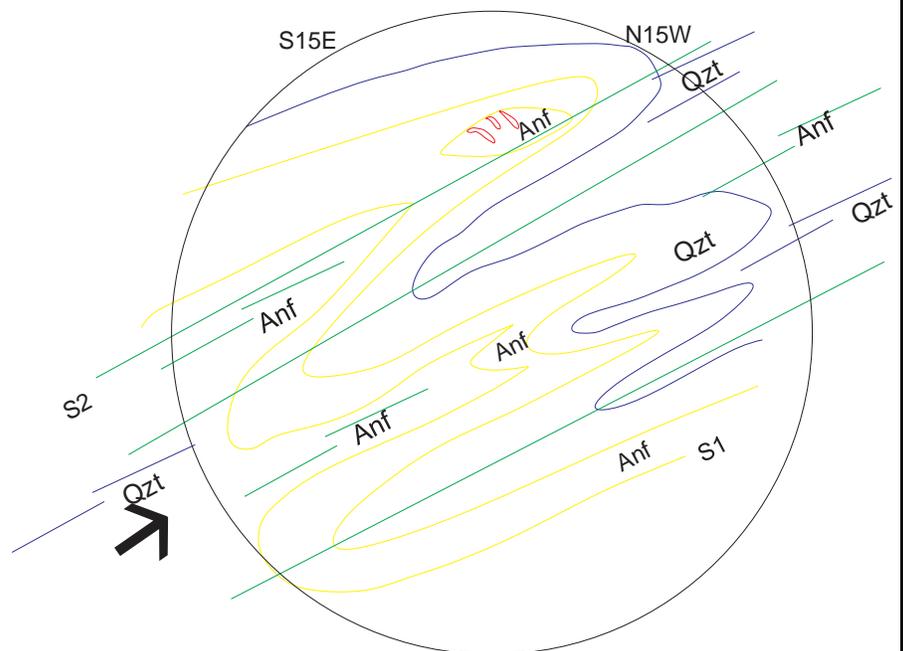
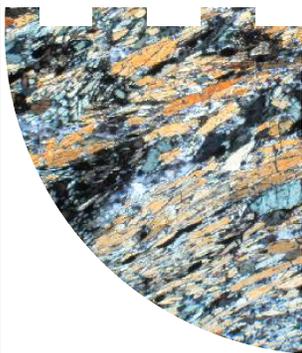
**Figura 25 (IV);** Esquema del afloramiento de la Figura 24 (IV) (A), las flechas negras indican el sentido del fallamiento frágil (en azul el plano de falla N05W/023NE), y en naranja el plano de la foliación; con un espesor estructural de 22.5 metros. La clasificación del tipo de pliegue según Ramsay 1967, da un pliegue alargado en la charnela y con flancos de menor espesor (B, señalado con el círculo de color amarillo en A), dando del tipo 1C a clase 2 similares (C); diagrama en el cual se trazaron puntos de la inclinación, pendiente=alfa versus distancia  $t$ .

## IV.1.7. CUERPO DE ANFIBOLITA FORMACION COSOLTEPEC

Existe un cuerpo de roca con paragénesis mineral: cuarzo  $\pm$  anfíbol (posiblemente actinolita)  $\pm$  epidota  $\pm$  plagioclasa (posiblemente albíta), de tal manera que es una anfíbolita, en facies epidota anfíbolita con retrogresión a esquistos verdes, que según Helbig *et al.*, (2013), es de protolito ígneo.

Este cuerpo presenta las mismas direcciones de foliación y orientación mineral promedio a las unidades de estudio. Este cuerpo está justo entre las unidades de estudio. Existen varios fechamientos que ponen a este cuerpo como parte de la Formación Cosoltepec (*e.g.* Kirsch *et al.* (2014), muestra Cos-589-1, con edades Ar-Ar de  $241 \pm 9$  Ma) (*e.g.* Keppie *et al.* (2004), con edades Ar-Ar de  $218 \pm 11$  Ma) y que según Helbig *et al.*, (2012), es corteza oceánica jurásica (no hay fechamientos cerca al contacto que den edades Jurásicas); una posibilidad es que sean varios cuerpos, lo que no parece verse en campo, el grosor de la foliación y el grosor estructural parece ser el mismo a lo largo del contacto, aflorando justo sobre topografías bajas que coinciden con los ríos.

Para las estructuras lineales, los minerales de anfíbol están alterados a clorita muy frecuentemente con cataclasis, y en conjunto forman un plegamiento en la dirección de Sfc2, al igual que algunos cuarzos; dichos plegamientos no se conservan y muestran estructuras muy laminares; además el plegamiento en Sfc3 parece estar ausente, un ejemplo se ve en la Figura 26 (IV); una imagen en sección delgada (muestra 2AC-3, ver anexo petrográfico, localidad río algodón (coordenadas UTM: 0627793-2004669), ver anexo mapa geológico), en la cual se ven claramente los microplegamientos con una vergencia hacia el N para Ffc2, la cual coincide con la vergencia semi regional para la Formación Cosoltepec.



**Figura 26 (IV);** Sección delgada (izquierda) y esquema (derecha) donde se aprecia el plegamiento muy avanzado, de hasta cuatro ondas, la flecha negra muestra la vergencia de Ffc2 (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

## IV.2. LITODEMA CHAZUMBA

### IV.2.1. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 1

#### ESTRUCTURAS PLANARES (Slc1)

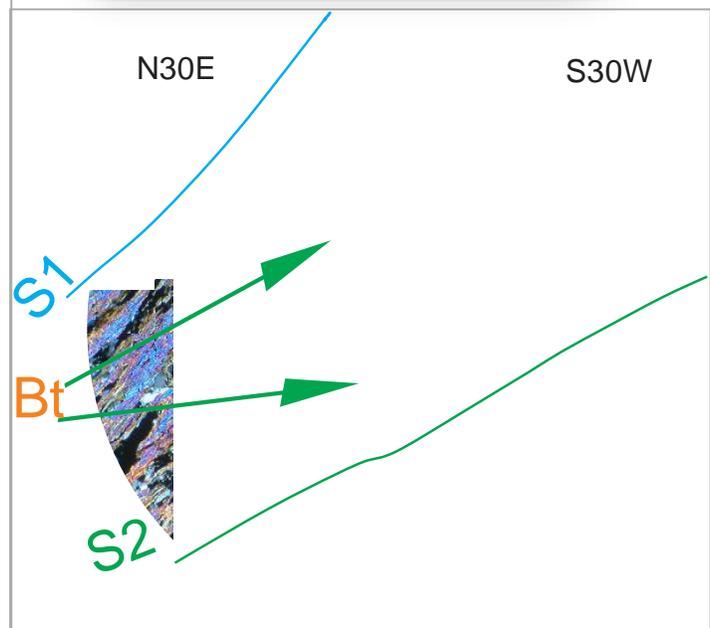
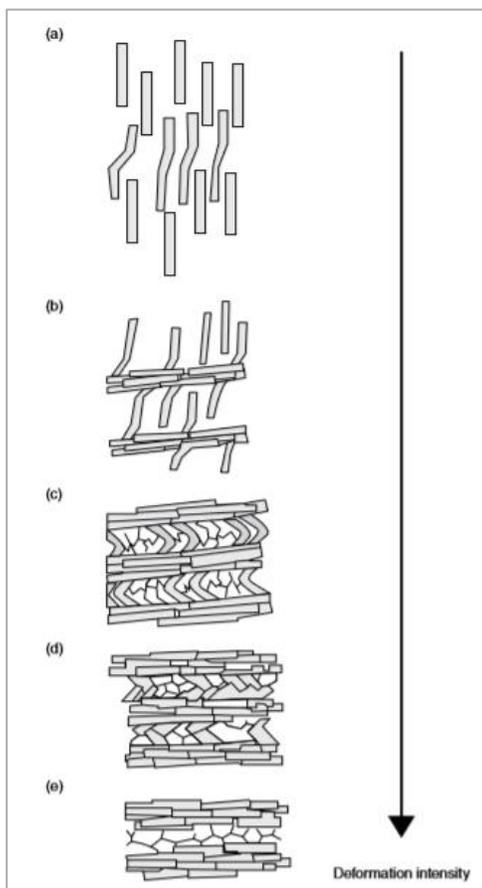
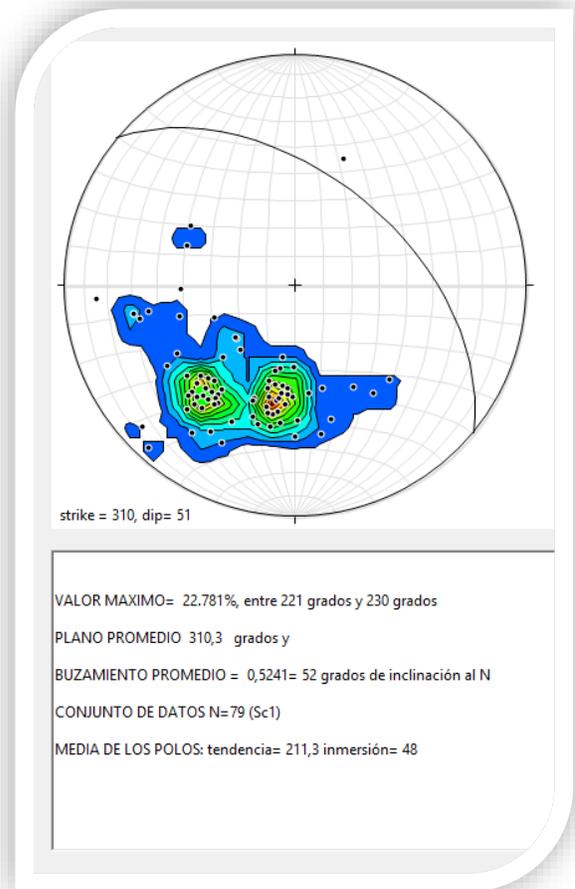
El Litodema Chazumba presenta afloramientos muy adecuados para el trabajo campo, está expuesto sobre topografías más altas en comparación de la Formación Cosoltepec, estos están sobre carretera, pero también ríos. En litología con deformación dúctil se ven series de estructuras, con fábricas plano-lineal de cuarzo, granate (muy escaso) y micas. donde predomina la biotita, y en bajo porcentaje mica blanca).

En gran medida se reconocen tres litologías diferenciables; metapsamitas intercaladas con esquistos De biotita, con escasa mica blanca y granate o ausencia de ambos minerales. La paragénesis mineral que se reconoce para la litología más cerca al contacto entre las unidades de estudio (metapsamitas) es: cuarzo ± biotita ± plagioclasa ± mica blanca ± granate (facies de anfibolita). El cuerpo de roca verde con cuarzo ± anfíbol ± plagioclasa (facies epidota anfibolita), reconocido como anfibolita por varios autores: Ortega-Gutiérrez, (1975) y Helbig *et al.*, (2012), sigue estando presente, con fábrica, tamaño de grano, etc... similares a la Formación Cosoltepec. (e.g. muestra CA-6, ver anexo petrográfico, localidad rio grande (coordenadas UTM: 0631129-2007881).

Para el Litodema Chazumba se ha desarrollado una foliación Slc1 en asociado a mica blanca, alineado con cuarzo y muy escasa biotita en mediaciones al contacto. La foliación de biotita está alineada con la mica blanca, pero también la está cortando indicando que es posterior. La biotita así, está en dos diferentes sucesiones a diferencia de la mica blanca con el mismo tamaño de grano, color, etc; esto indica que la biotita podrían haberse formado en el mismo instante que Slc1 pero que las biotitas están en dos eventos de cristalización diferentes, ya que es muy evidente que la biotita corta la mica blanca, (Figura 28 IV); o tal vez una intensidad de deformación progresiva, como se muestra en el esquema de la Figura 28 (IV) (derecha) (*Passchier et al., 1996*).

La dirección de los polos de la foliación en Slc1 y la inclinación están hacia el SW como se ve en la Figura 27 (IV), el Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior muestra una dirección de foliación promedio predominante buzando hacia el NE, y un rumbo hacia el NW-SE; la foliación está dada por el conjunto de micas (biotita y mica blanca) y cuarzo, además, de la clorita que es escasa o prácticamente ausente.

**Figura 27 (IV):** (derecha) Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras planares en Sc1, dada por la foliación. Obsérvese un buzamiento predominante hacia el NE.

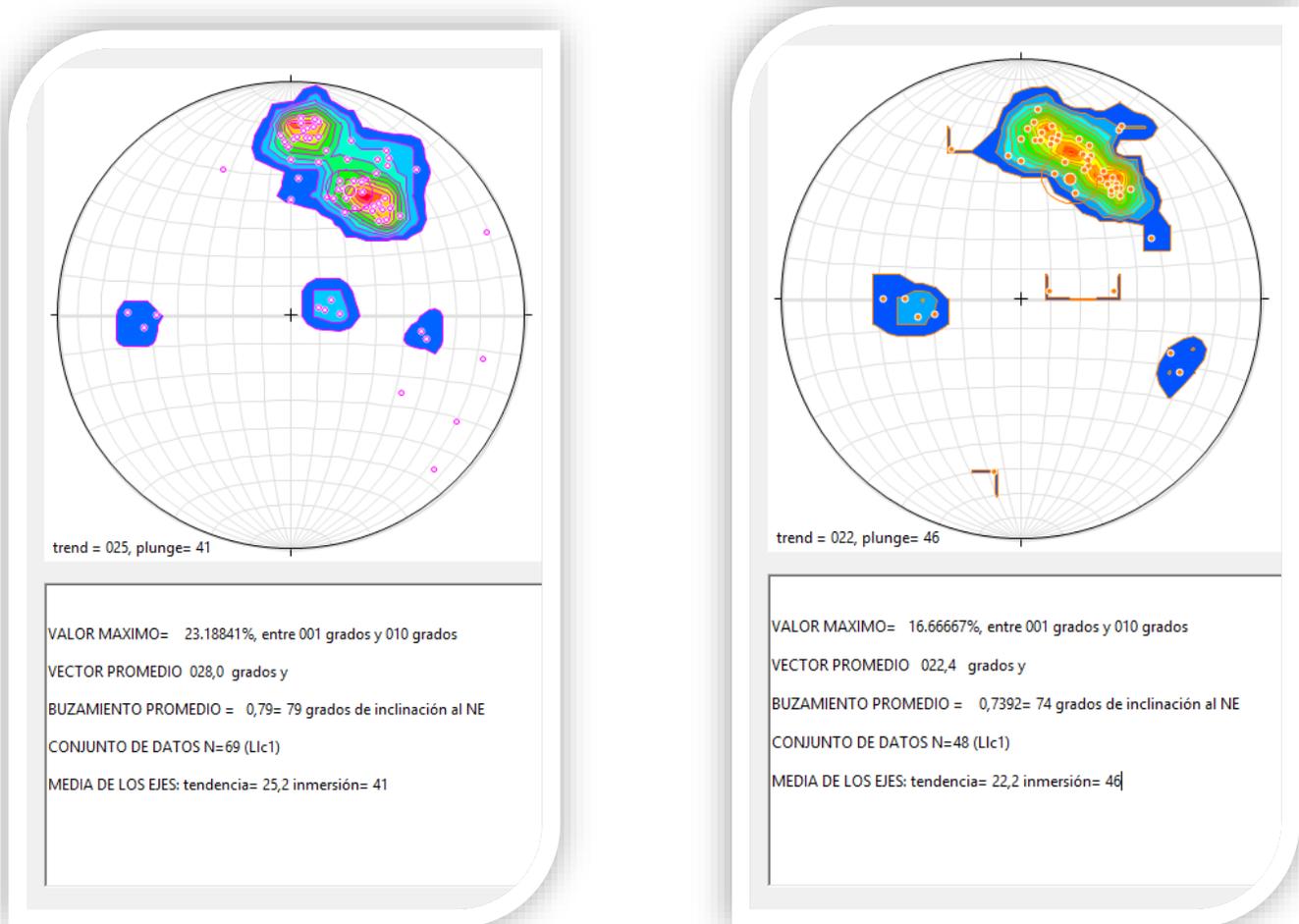


**Figura 28 (IV):** (derecha) Fotomicrografía de una muestra del Litodema Chazumba en esquisto micáceo, donde la biotita corta la mica blanca (escala dada por el diámetro de circunferencia = 6mm). A la derecha esquema de evolución de la foliación con el aumento de intensidad de la deformación para minerales como micas intercalándose (figura tomada de Passchier (1996).

ESTRUCTURAS LINEALES (Llc1)

La lineación mineral en Llc1 es imperceptible, no obstante, existen cuerpos de roca a las cuales es factible medirle una lineación en cuarzos alargados, y en algunos casos son los cuerpos de anfibolita cartografiados como Litodema Chazumba; estas rocas presentan anfíboles en bajo porcentaje, son estructuras lineales en forma de prolatos, igualmente para la Formación Cosoltepec, presentan gran cataclasis, pero son más escasos. Otros minerales que podría dar una lineación mineral son los feldespatos y el granate, pero en este caso el granate se presenta con sucesiones de estructuras en Llc3 y Llc2 y no para Llc1. En la Figura 29 (IV) (derecha) se muestra la dirección predominante de dichas lineaciones hacia el N-NE.

También se tuvieron en cuenta los ejes de pliegues isoclinales recumbentes muy abundantes, y los formados por la intersección de los planos Slc1 y Sl2, esto es, los Llc1/2. En la Figura 29 (IV) (izquierda) el diagrama de proyección de Schmidt indica la dirección promedio de dichos pliegues la cual abarca desde el NE hasta el N.



**Figura 29 (IV);** Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, ve la dirección de los ejes de pliegues (izquierda) y orientación mineral (derecha). Se observa las tendencias N-NE para ambos casos.

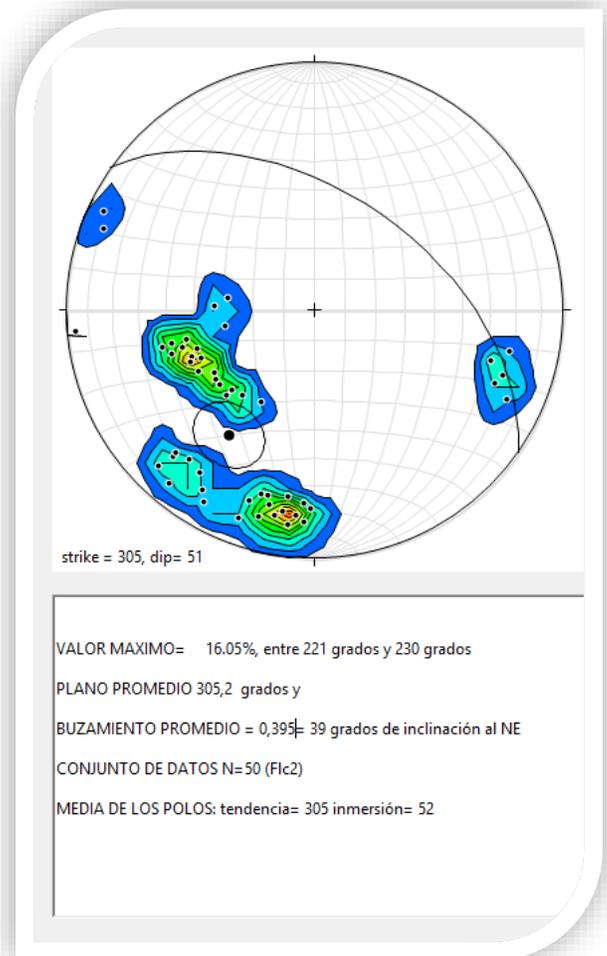
IV.2.2. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 2

ESTRUCTURAS PLEGADAS (Flc2)

Son estructuras muy evidentes tanto en afloramiento como en sección delgada. Lo más frecuente es que sean pliegues cerrados a isoclinales (Figura 31 IV) y con una dirección promedio buzante al NE del plano axial con rumbo NW-SE como se ve en el diagrama de proyección de Schmidt, hemisferio inferior de la Figura 30 (IV)

El análisis de clases de pliegues describe estructuras donde la charnela es ligeramente más gruesa que los costados e isógonas convergentes al núcleo; por lo tanto, son pliegues clase 1B-1C, con lo cual se infiere un mecanismo de plegamiento por aplastamiento *Ramsay J.G. (1967)*, como se aprecia en la Figura 32 (IV); en esta figura se ve claramente la vergencia para Flc2 hacia el NW.

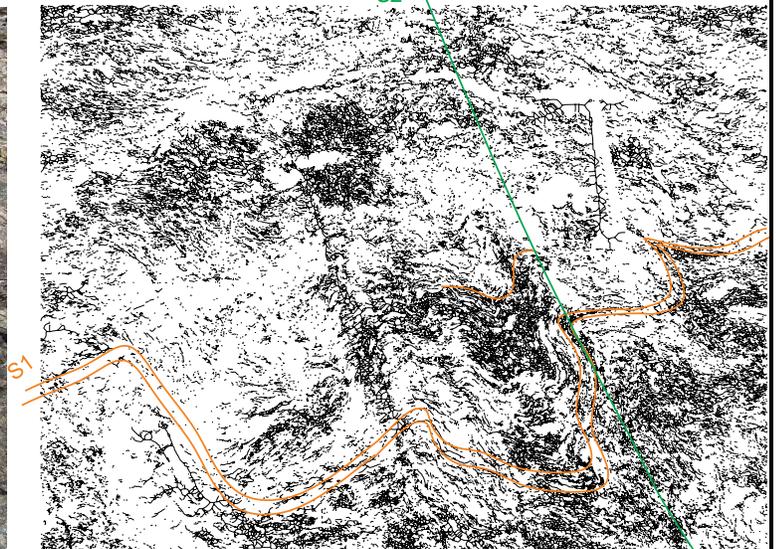
**Figura 30 (IV):** (derecha) Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de los planos axiales, en este caso serían Slc2.



N45W

S2

S45W

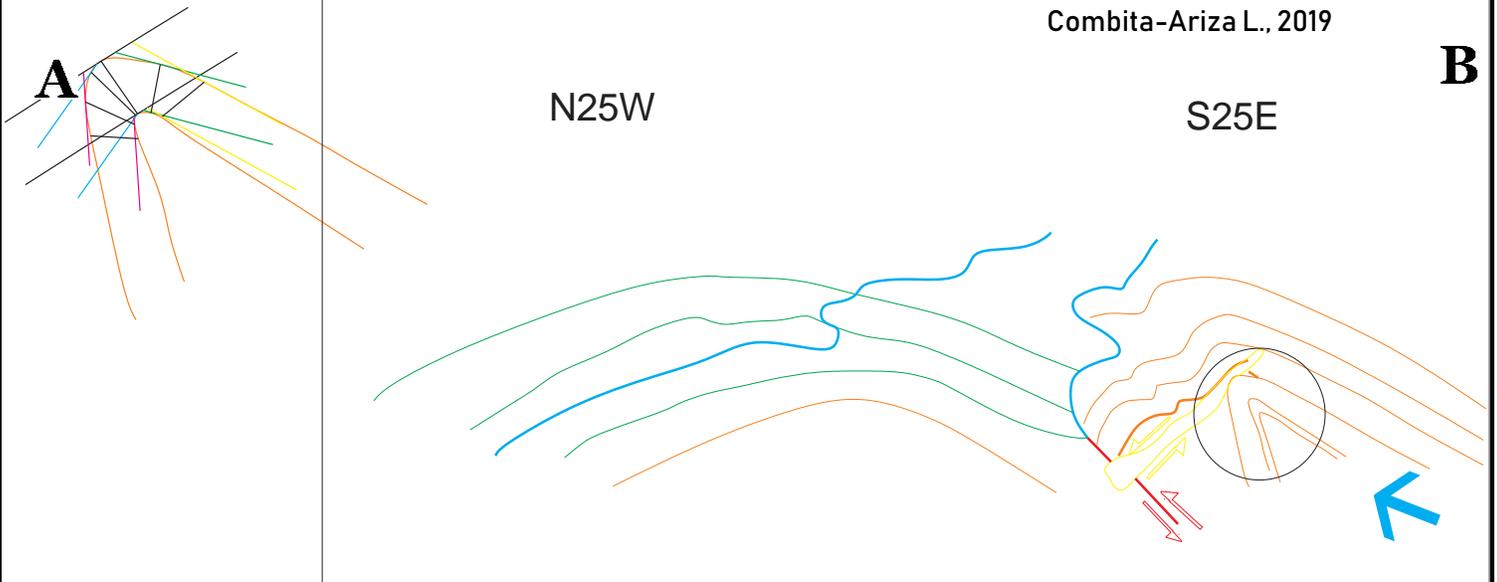


**Figura 31 (IV):** Afloramiento (izquierda) de esquistos con granate y esquema (derecha), se ven las estructuras planares Slc1 y las lineaciones producto de los pliegues en Flc2.

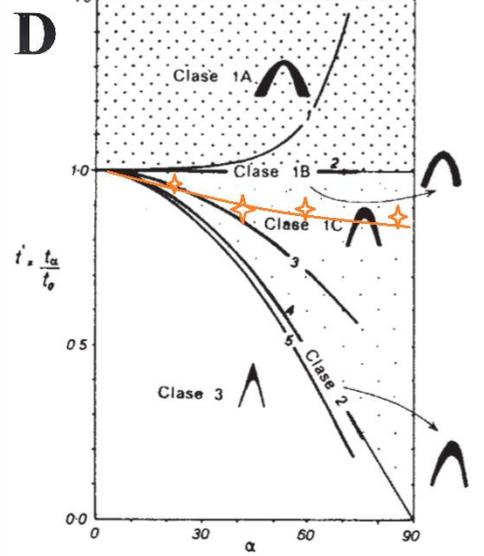
**B**

N25W

S25E



**C**

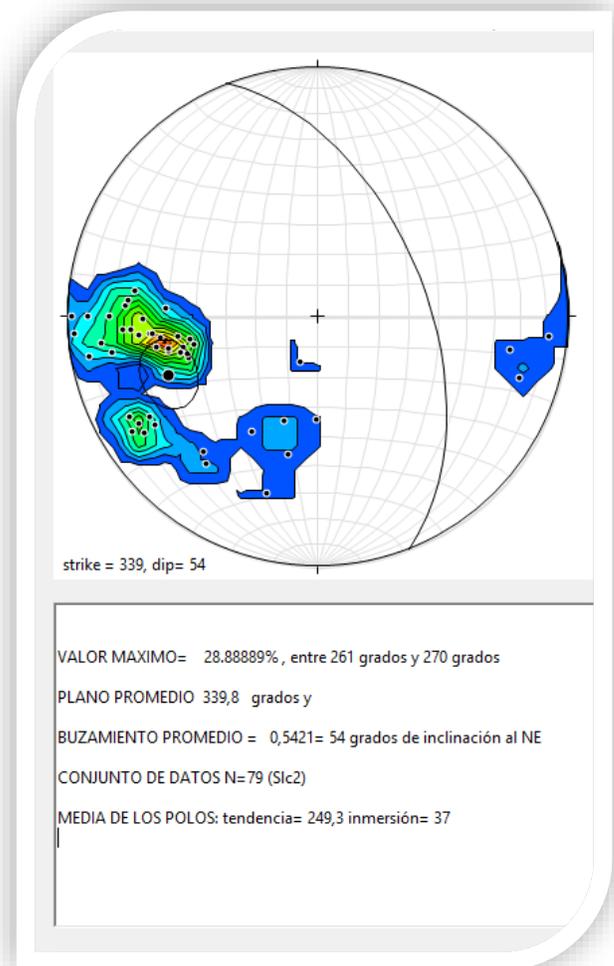


**Figura 32 (IV):** (C) Afloramiento del plegamiento del Litodema Chazumba muy cerca al contacto con la Formación Cosoltepec. (B) el esquema, la flecha azul indica la vergencia (N-NW) en Flc2 y (A) el análisis del tipo de pliegue según Ramsay J.G. (1967) (pliegue círculo negro en el esquema); el cual muestra un pliegue tipo 1B (las rectas del mismo color indican el mismo valor de pendiente). Además, se muestra el fallamiento tipo frágil normal (amarillo zona de harina de falla) con plano de falla N32°E/739°NW, y el de tipo frágil inverso (rojo) con un plano de falla N43°E/58°SE; (D) diagrama en el cual se trazaron algunos puntos (inclinación pendiente=alfa versus distancia  $t$  entre el techo y el muro de la capa, en naranja).

## ESTRUCTURAS PLANALES (Slc2)

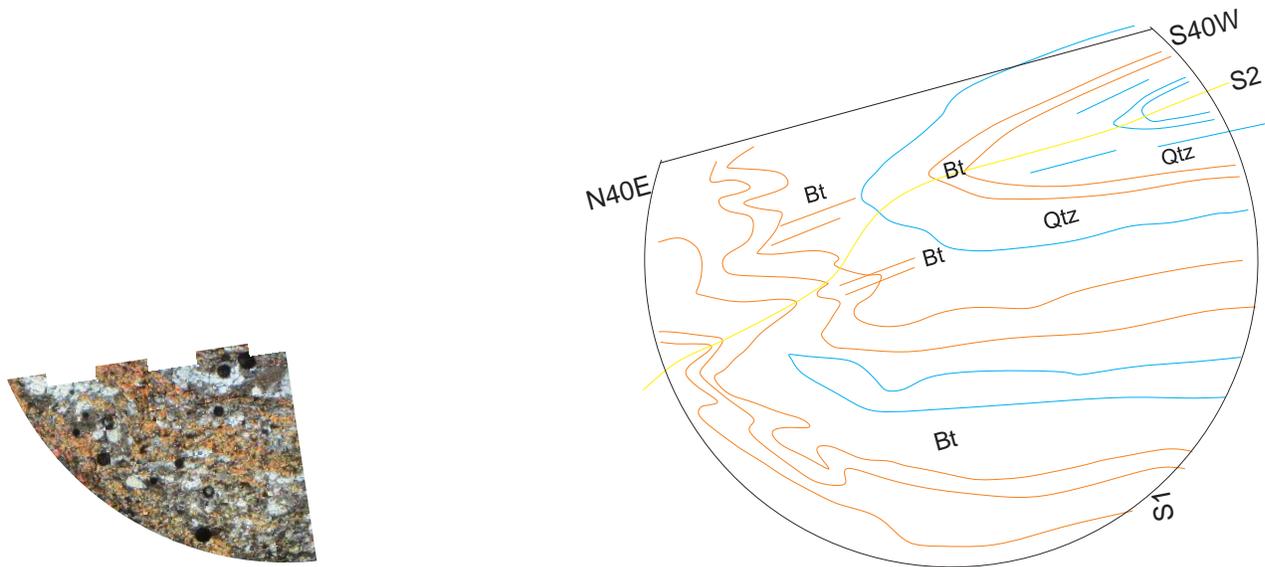
El plegamiento es muy fácil de apreciar gracias a que en la mayoría de la roca abunda cuarzo, este mineral se pliega y a diferencia de las micas si se conservan los pliegues como detenidos en el tiempo gracias a la ductilidad del cuarzo, las micas por su parte forman estructuras laminares donde las charnelas de los pliegues desaparecen con mayor facilidad.

El análisis estructural dio como resultado la descripción de una fábrica Slc2 que corta la fábrica Slc1; con micro-dominios cuarzo-micáceos (de predominio biotita). Se aprecian minerales de formación orientados sub-perpendicular a los arreglos de la generación preexistente. Los planos para Slc2 están orientados con rumbo N-S, e inclinados hacia el E, como se resalta en el diagrama de proyección de Schmidt de la Figura 33 (IV).



**Figura 33 (IV):** (derecha) Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de la foliación que muestra la dirección promedio en Slc2. Se muestra el plano promedio.

Este segundo clivaje con predominio de micas biotitas está cortando a las micas blancas (mica muy escasa) pero sobresale también biotita en la misma dirección de Ms, igualmente siendo cortada por biotita posterior. Al alejarse del contacto con la Formación Cosoltepec la biotita aumenta de manera considerable, y al llegar muy al sur, en contacto con la Migmatita Magdalena, es mica biotita la que predomina, como se ve Figura 34 (IV); en esta figura se evidencia que la biotita no es el único mineral que forma estructuras planares en Slc2 si no que el cuarzo también está orientado formando dichas estructuras.



**Figura 34 (IV):** Fotomicrografía (izquierda) y esquema (derecha), donde se aprecian las micas biotitas (Bt) en la misma dirección de la foliación S1c1 (estructura planar), pero también biotita con otro clivaje post-tectónico cortando micas (Bt) en dirección S2c2 (amarillo) al igual que al cuarzo. (escala dada por el diámetro de la semicircunferencia igual a 6mm).

#### IV.2.3. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 3

##### ESTRUCTURAS PLEGADAS (Flc3)

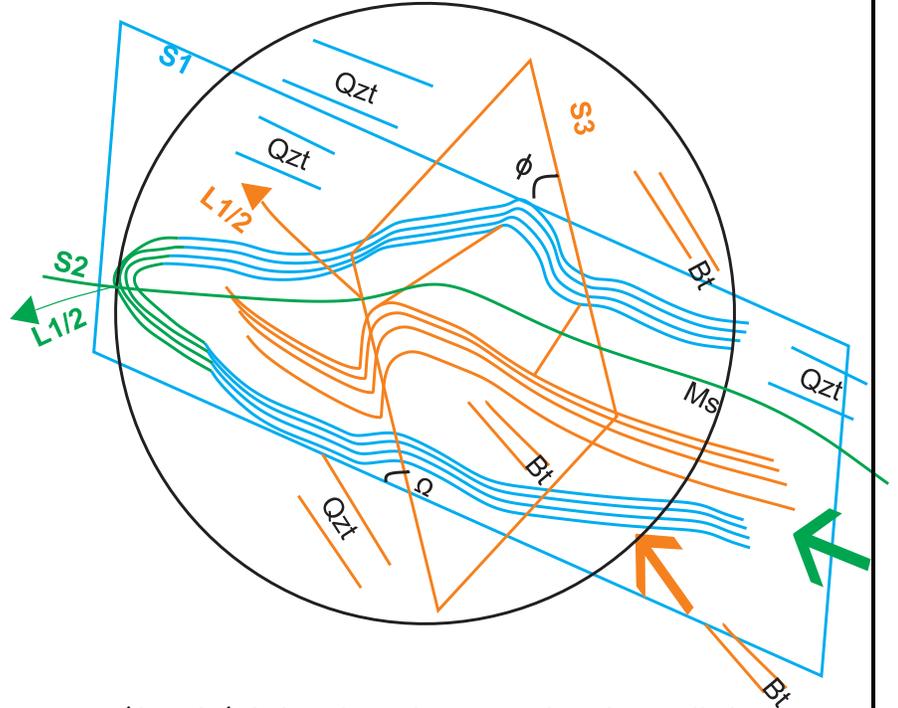
En afloramiento se pueden medir un conjunto de pliegues de carácter abiertos (120-70) ha cerrados (70-30), de tipo inclinados horizontal de unos pocos centímetros a milimétricos en sección delgada en promedio, o como se observa en la Figura 35 (IV) un pliegue en Flc2 replegado en Flc3 y con una foliación nueva, formada por la biotita en S1c3; con asimetría de vergencia hacia el N, con lo cual se deduce una cinemática de cima hacia el N-NW. La orientación preferencial de los planos axiales es inclinados S-SW en promedio, mostrada en el diagrama de Schmidt de los polos de dichos planos en la Figura 36 (IV).

Las capas de cuarzo y la foliación generada por las biotitas son las que generan las estructuras plegadas, aunque se aprecia que la amplitud de los pliegues se reduce considerablemente cuando las comparamos con Flc2, y no forman plegamientos de gran tamaño (por ejemplo, a escala afloramiento). Los planos axiales muestran una tendencia, de inclinación desde el S al SW constante.

En la Figura 35 (IV) se observa la estructura plegada isoclinal en Flc2 de micas blancas del Litodema, pero además se ve como forma un nuevo pliegue de tipo abierto en Flc3; se sabe que es un nuevo pliegue en otra dirección por el corte basal de Ms y que coincide con un nuevo clivaje que se forma en la dirección del plano axial buzante hacia el S, clivaje formado por cuarzo y algunas biotitas.

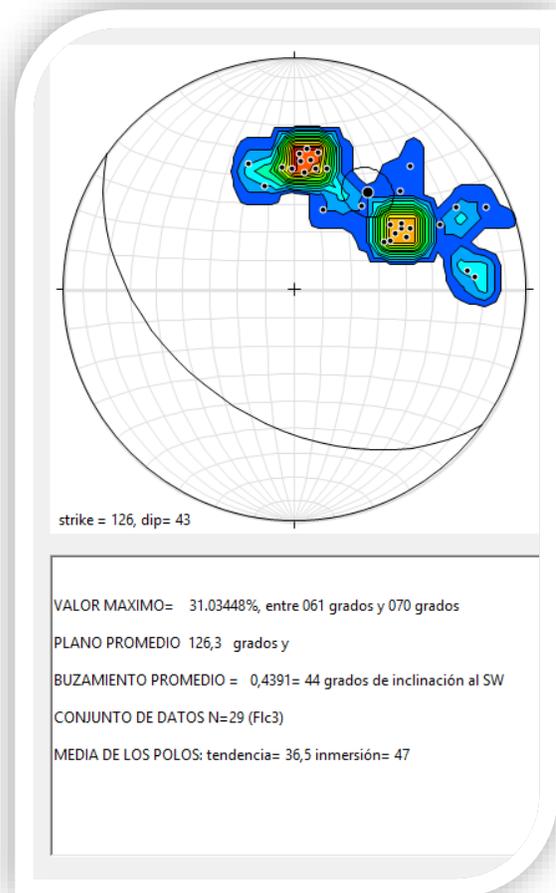
S15W

N15E



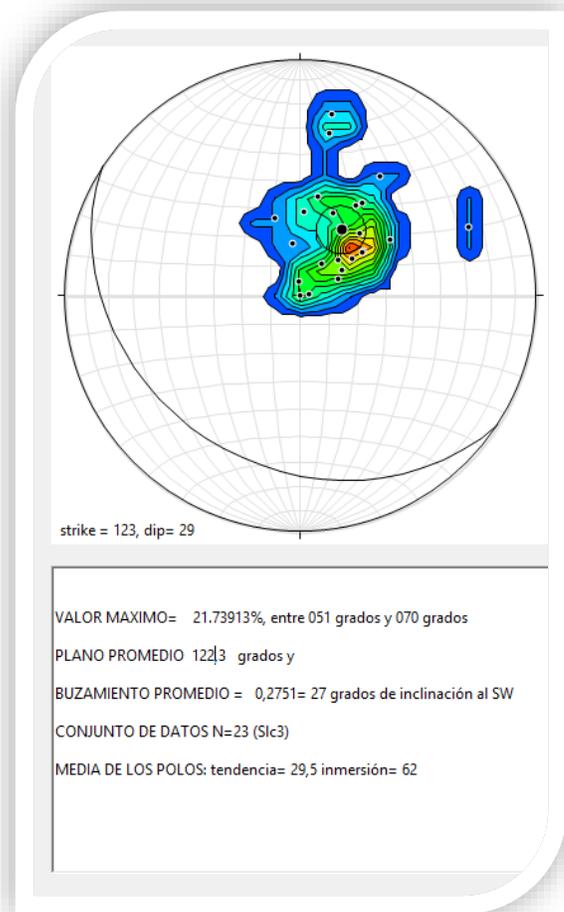
**Figura 35 (IV):** Fotomicrografía (izquierda) y esquema (derecha) de los plegamientos que han desarrollado un clivaje en *Slc3*. La flecha verde indica la vergencia del plegamiento en *Flc2* y la flecha naranja la vergencia en *Flc3* (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

**Figura 36 (IV):** Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de las estructuras (planos axiales) plegadas en *Flc3*. Se muestra el plano promedio.



## ESTRUCTURAS PLANARES (Slc3)

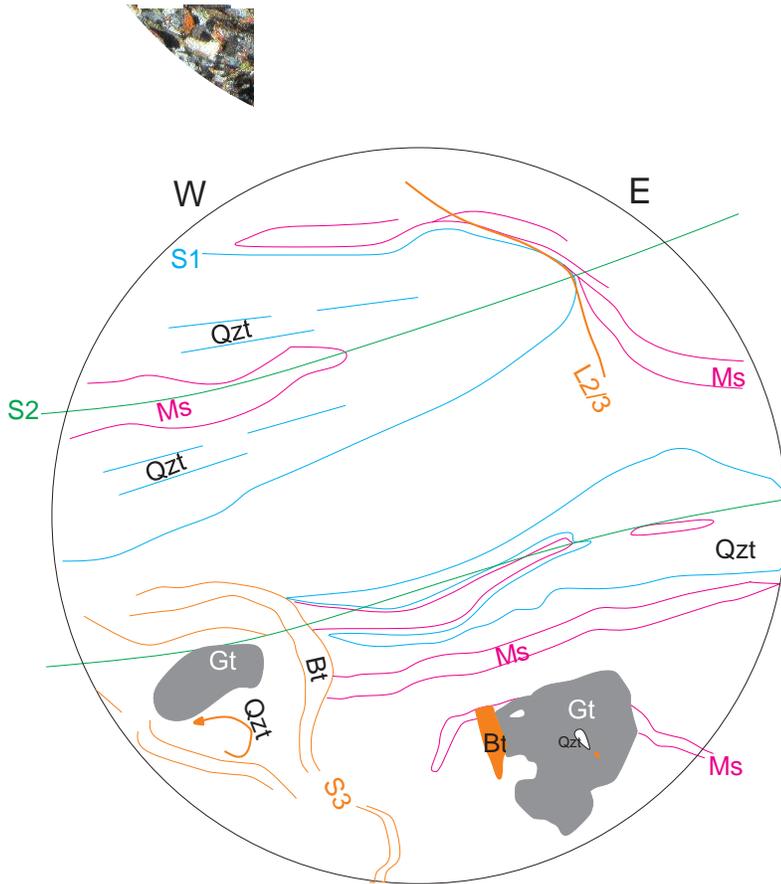
Una fábrica en Slc3 se aprecia con claridad en sección delgada de la Figura 38 (IV) cortando la fábrica Slc2, la cual está compuesta de láminas de cuarzo y biotita indicando que es posterior. La foliación que dan los minerales como las micas en Slc2, en su mayoría mica blanca (Ms), están cortadas por una foliación Slc3, de predominio biotita (Bt) y cuarzo (que además ha sido plegada en Flc3); y tienen una dirección en el rumbo de la foliación NW-SE y buzamiento al SW (ver Figura 37 (IV) del diagrama de proyección de Schmidt). La asociación biotita, cuarzo y granate, aunque no es diagnóstica, podría darnos una facies de metamorfismo en la cual sucedió la deformación, en este caso en epidota-anfibolita.



**Figura 37 (IV):** Diagrama en proyección de Schmidt, hemisferio inferior de los polos de las estructuras (planos axiales) plegadas en Flc3. Se muestra el plano promedio.

## ESTRUCTURAS LINEALES (Llc3)

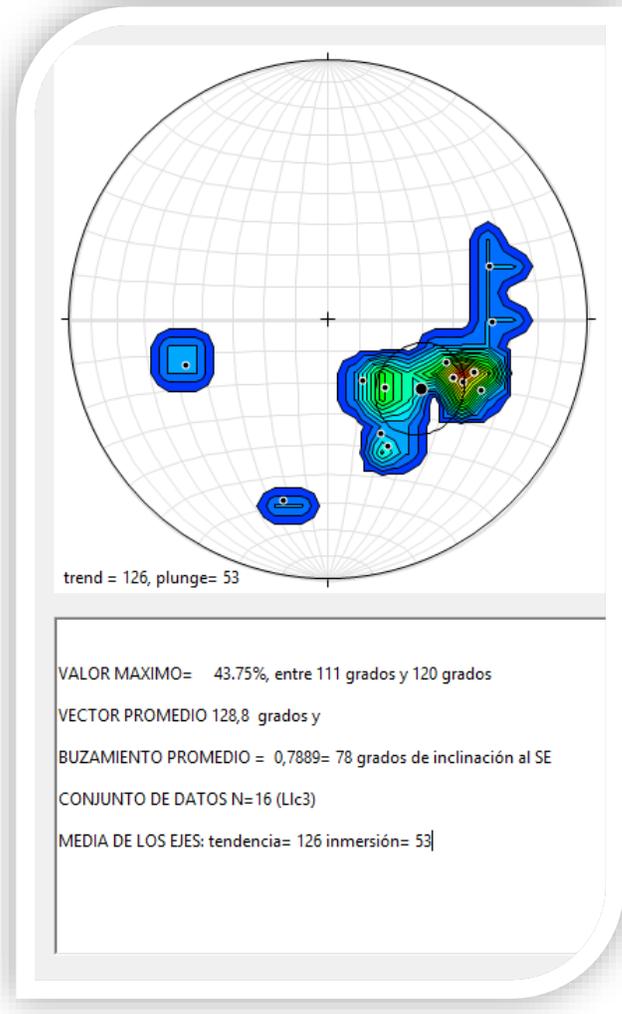
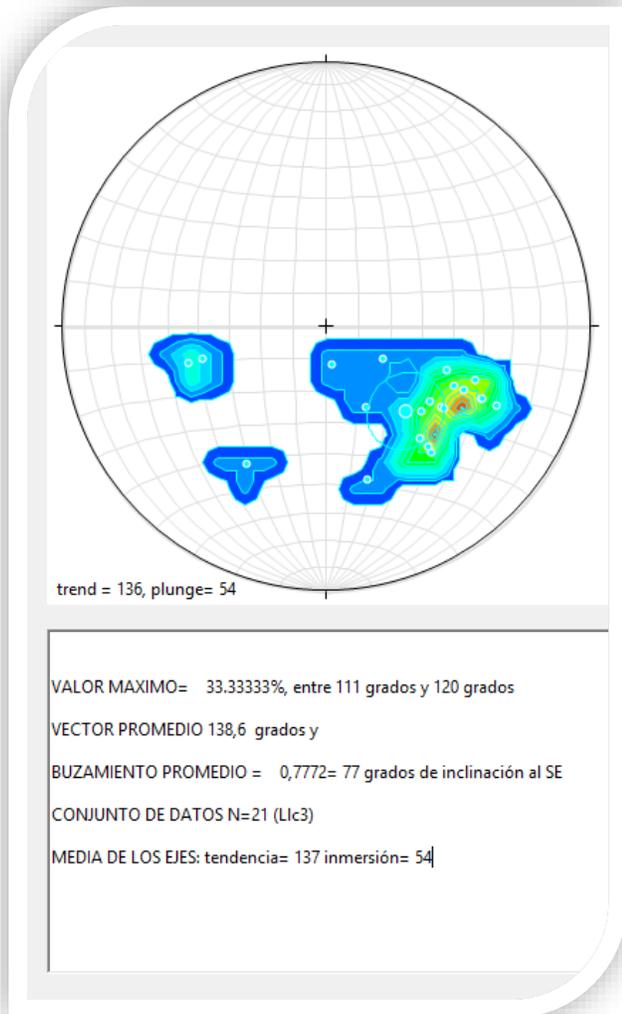
Un esquema muy informativo es el de la Figura 38 (IV), de una sección delgada de esquistos cuarzosos del Litodema Chazumba, (muy cerca al contacto), ver anexo mapa geológico); aquí se muestra como las lineaciones formadas por el cuarzo Llc2, tienen una dirección hacia el W, pero además, las micas en Slc2, están cortadas por una foliación posterior Slc3, de mica biotita (Bt); y que además están plegadas rodeando granate en Llc3, estirado indicando que son syn-tectónicas con Slc3. Se puede apreciar el sentido antihorario de rotación de dicho granate.



**Figura 38 (IV):** Fotomicrografía (izquierda) y su esquema (derecha), donde se aprecian los granates (Gt) post-tectónicos, cortando micas blancas anteriores (Ms), y una segunda estructura planar dada por la mica biotita posterior a Ms (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

En los diagramas de proyección de Schmidt, hemisferio inferior de la Figura 39 (IV) se muestran las direcciones de la orientación mineral y de los ejes pliegues en Ll3. Para la orientación mineral se midieron las lineaciones formadas principalmente por algunos granates y feldespatos alargados, aunque fueron pocos datos, dan valiosa información. para el diagrama de los ejes de pliegues, solo se lograron identificar los ejes a escala sección delgada, los cuales incluyen no solo en Ll3 sino que

además los formados por la intersección de los planos Slc2 y Slc3, esto es, Ll2/3, pero además las lineaciones que forman los ejes de los micropliegues, lineación de crenulación; los micropliegues se han aplanado dando un clivaje de crenulación.



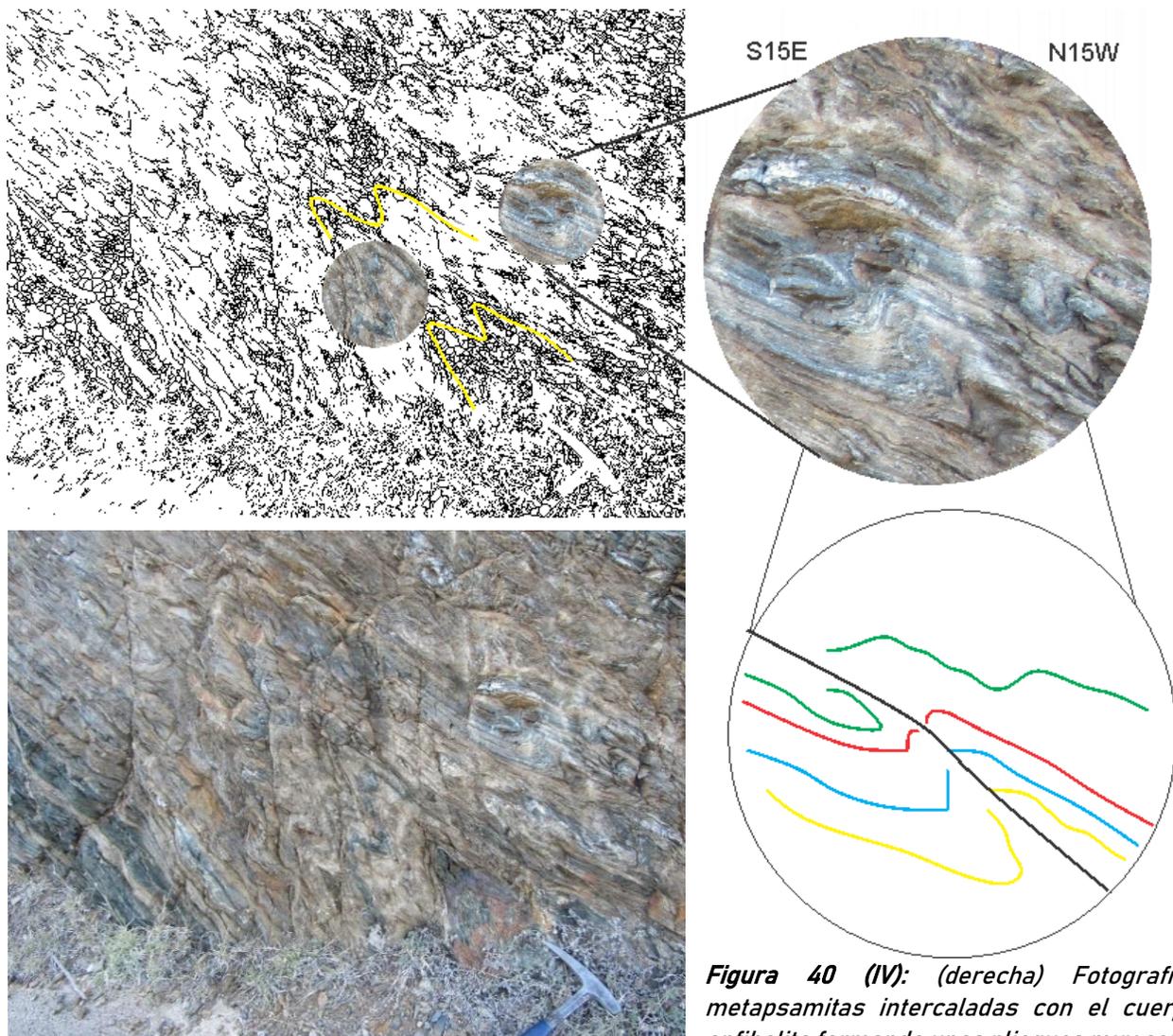
**Figura 39 (IV);** Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, se ve la dirección de los ejes de pliegues (izquierda) y orientación mineral (derecha). Se observa las tendencias S-SE en ambos casos.

IV.2.4. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 4

ESTRUCTURAS FRAGIL-DUCTIL CHEVRON Y KINK

Cuando hay intercalación de capas incompetentes (en este caso metapsamitas) y competentes (anfibolitas), a medida que progresa la deformación y las capas incompetentes son muy delgadas, los pliegues se forman inicialmente sinusoidales, pero, en seguida, evolucionan a pliegues con geometría angulares de tipo *chevron* y tipo *kinks* si el acortamiento continúa a bajas temperaturas en régimen frágil-dúctil (Ramsay J.G. 1967),

Los pliegues que se pueden visualizar en la Figura 40 (IV) se formaron en régimen frágil-dúctil llamados pliegues tipo *chevron*, y una ampliación del tipo *Kink*, los cuales tiene un  $\delta 1$  hacia el S y así se puede deducir una vergencia en la misma dirección. Las bandas *Kink* conforman una geometría caracterizada por los planos Z y S, el mecanismo que se da es de tipo flexural oblicuo.



**Figura 40 (IV):** (derecha) Fotografía de metapsamitas intercaladas con el cuerpo de anfibolita formando unos pliegues muy cerrados

*tipo chevron y tipo Kink (inclinación de los ejes del pliegue promedio al NE).*

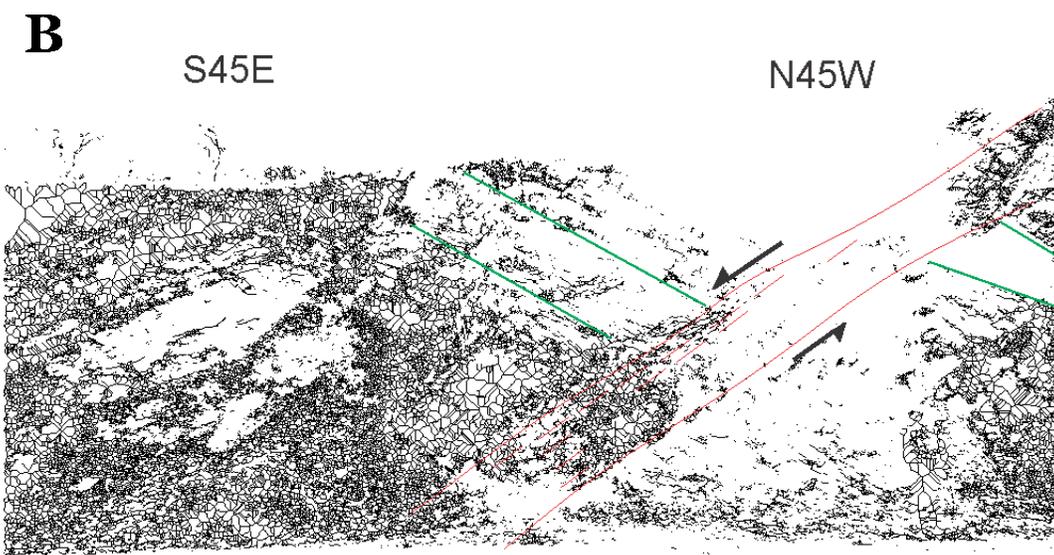
IV.2.5. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 5

ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL NORMAL LITODEMA CHAZUMBA

Las fallas frágiles de componente normal y el fracturamiento (más común en las intercalaciones de metapsamita) son frecuentemente, reconocibles con facilidad en campo sobre metapsamitas y algunos esquistos micáceos; tienen un patrón que apunta en la dirección de plano de falla buzando hacia el SW. En la Figura 41 (IV) se observa un afloramiento típico de una falla de tipo normal con componente dextral, con dicho patrón de buzamiento del plano de falla (N050°W/ 048°SW). Igual que en la Formación Cosoltepec el fallamiento del Litodema Chazumba es somero, debido a que no se observan estrías de falla, solo harina de falla.



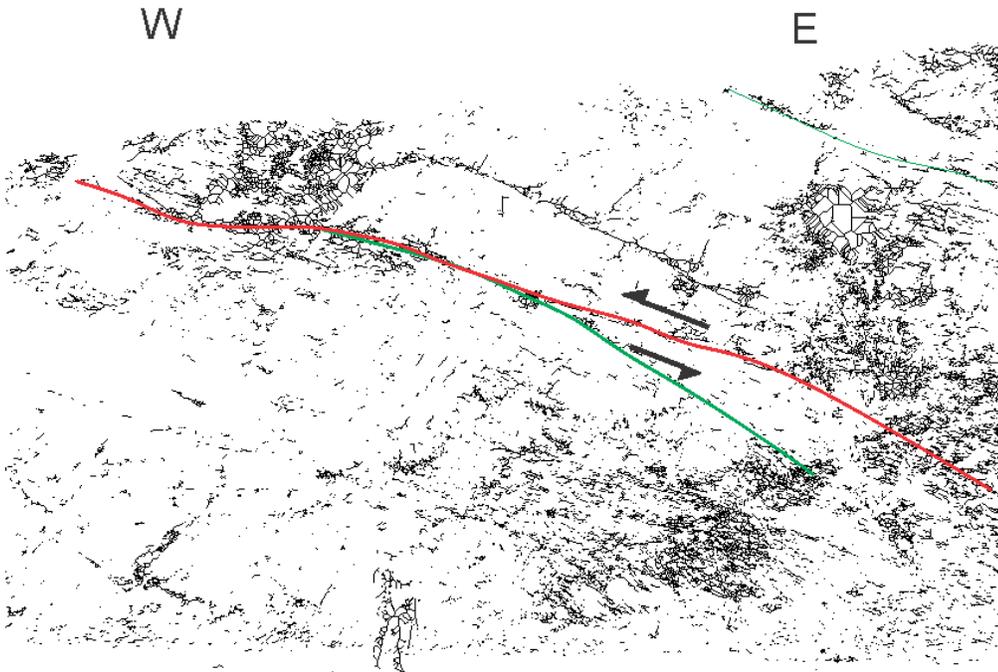
*Figura 41 (IV): (A) Fotografía de fallamiento tipo frágil, y esquema (B) la zona roja indica harina de falla; y las flechas negras indican el sentido de desplazamiento frágil; por último, de color verde el plano de la foliación.*



IV.2.6. SUCESIONES DE ESTRUCTURAS 6

ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL INVERSO LITODEMA CHAZUMBA

La deformación tipo frágil inversa se observa muy fácilmente en los afloramientos, donde la dirección de buzamiento del plano de falla coincide con la escala en sección delgada (microfallas), el comportamiento promedio del buzamiento del plano de falla, como se ve en la Figura 42 (IV), es hacia el N (rumbo y buzamiento del plano de falla E-W/036°N).



*Figura 42 (IV); Fotografía (abajo) y esquema (arriba) del fallamiento inverso con componente sinistral, del Litodema, muy al oriente del poblado de Cosoltepec, sobre metapsamíticas (El plano de falla de color rojo y de la foliación de color verde).*

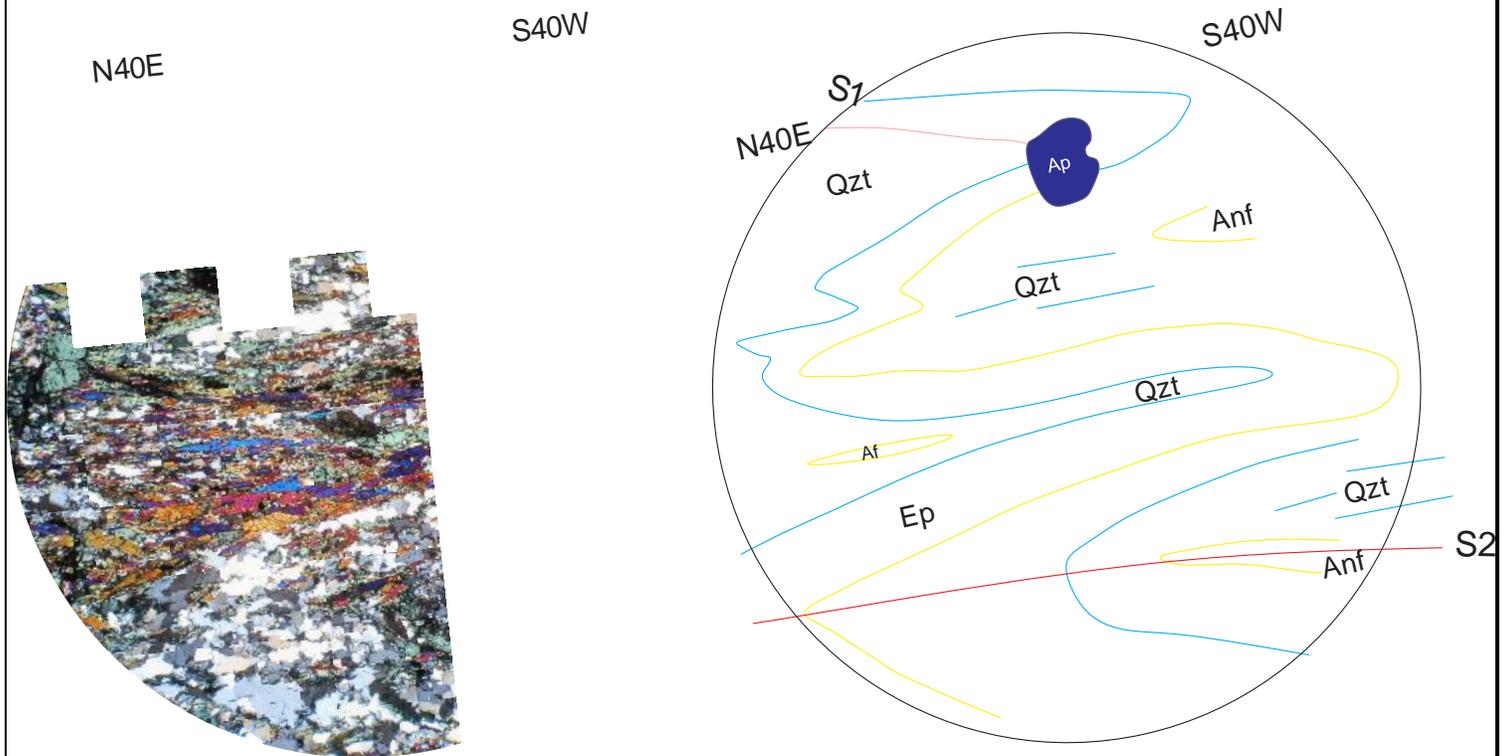


IV.2.7. CUERPO DE ANFIBOLITA LITODEMA CHAZUMBA

El cuerpo de roca anfibolita para el Litodema Chazumba tiene la misma composición que en la Formación Cosoltepec, el tamaño de grano parece estar más reducido y con un porcentaje en la cantidad de cuarzo, y de epidota mayor, al parecer el evento de regresión en facies metamórfica de esquistos verdes está más marcado. Además, la sucesión de estructuras en Slc3 son imposible de diferenciar, y parecen ausentes; probablemente Slc3 se refleja en el evento de regresión donde la epidota y la clorita están en facies ya que la epidota está presente hasta altas temperaturas y coincidiría con el aumento de la cantidad de biotita en el Litodema Chazumba (en la Formación Cosoltepec menos evidente).

Al comparar este cuerpo de anfibolita con el cuerpo en la Formación Cosoltepec, es muy difícil diferenciarlo; las diferencias radican en que en el Litodema Chazumba los minerales de anfibol ya no presentan cataclasis evidente y frecuente, probablemente por su tamaño de grano reducido; las estructuras plegadas de centímetros están menos marcadas y se reconocen con menos facilidad ya que en muchos casos las charnelas llegan a desaparecer por el plegamiento progresivo. Este tipo de roca aflora en puntos topográficos altos y como se ha dicho no hay edades Jurásicas cerca al contacto.

En la Figura 43 (IV). (muestra CA-6, ver anexo petrográfico, localidad rio grande (coordenadas UTM: 0631129-2007881) ver anexo mapa geológico). se muestra la anfibolita con paragénesis de cuarzo ± epidota ± anfibol (posiblemente actinolita) ± plagioclasa (posiblemente albita). Los clivajes Slc1 tienen una dirección promedio hacia el NE y la foliación tiene rumbo hacia el NW-SE y un buzamiento al NE en promedio; también se alcanza a diferenciar el clivaje Slc2 y Llc2 en cuarzo y anfibol.



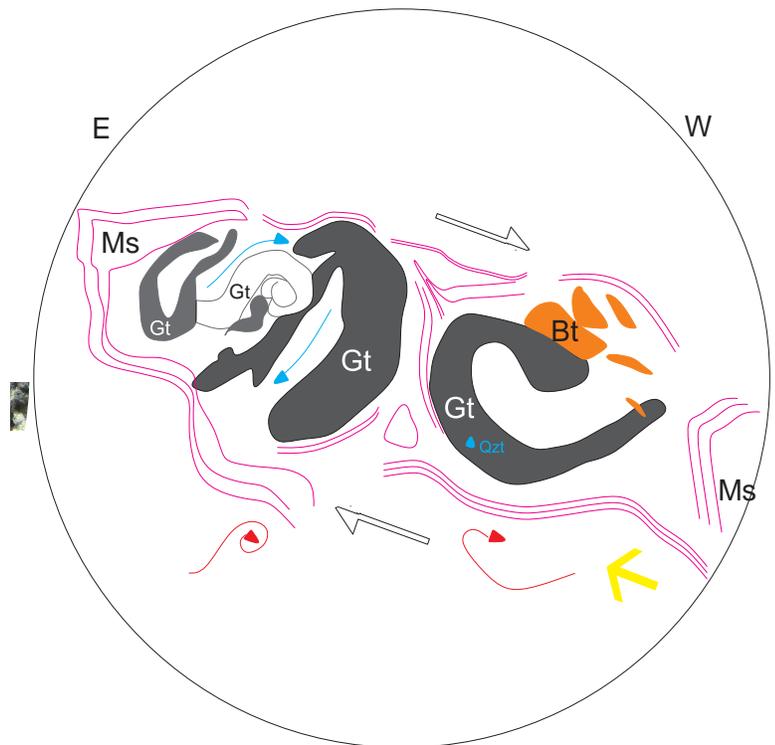
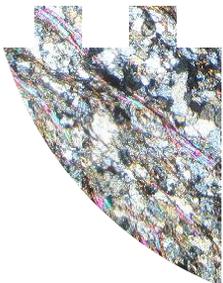
**Figura 43 (IV).** Esquisto verde en dirección promedio con foliación buzando al NE (dato específico es N25°E/056°NE) (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

### IV.3. ESTRUCTURAS SOBRE EL AREA DE CONTACTO

Existe una área de pocos metros donde debido a la posición estructural y los cambios litológicos no tan evidentes ni drásticos de los cuerpos de roca, se hace difícil identificar en que unidad se está trabajando, si en la Formación Cosoltepec o el Litodema Chazumba; área la cual está justo sobre el contacto entre dichas unidades de estudio, y de la que se tomaron muestras para su análisis estructural tanto en afloramiento como en sección delgada y así comparar las direcciones de algunas sucesiones estructurales con las ya registradas en la Formación Cosoltepec y el Litodema Chazumba.

#### ESTRUCTURAS LINEALES

El esquema de la Figura 44 (IV) (muestra 3AC-3, ver anexo petrográfico, localidad río grande (coordenadas UTM: 0630660-2008330), ver anexo mapa geológico); muestra una cinemática muy compleja de rotación de granates en sentido horario (o a favor de las manecillas del reloj); este sentido de rotación se comprueba gracias a la foliación de mica blanca (Ms) plegada que los rodea (según *Passchier, 1996*), adicionalmente los granates tienen inclusiones de cuarzo (Qzt) y muestra que son syntectónicos con Ms y anteriores a Bt, una posible vergencia hacia el SE es S2 (flecha amarilla) dada por pliegues reconocidos a meso-escala.

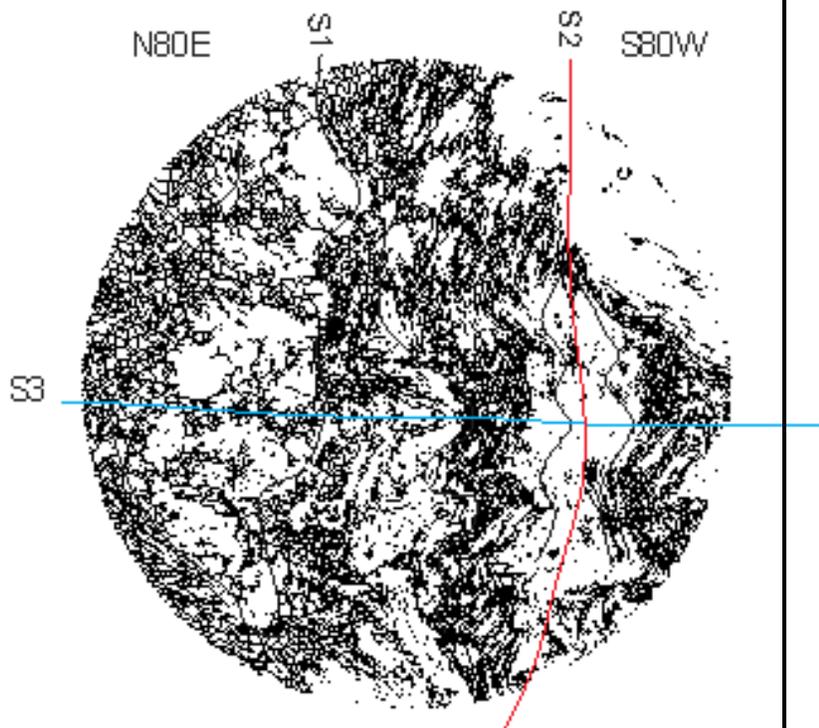
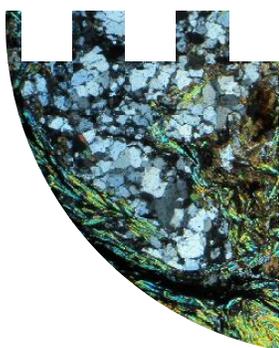


**Figura 44 (IV):** Fotomicrografía (izquierda) y esquema (derecha), se puede reconocer la rotación de los granates en sentido de las manecillas del reloj, lo que quiere decir un movimiento dextral. La flecha amarilla indica una posible vergencia local (hacia el surorientado). (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

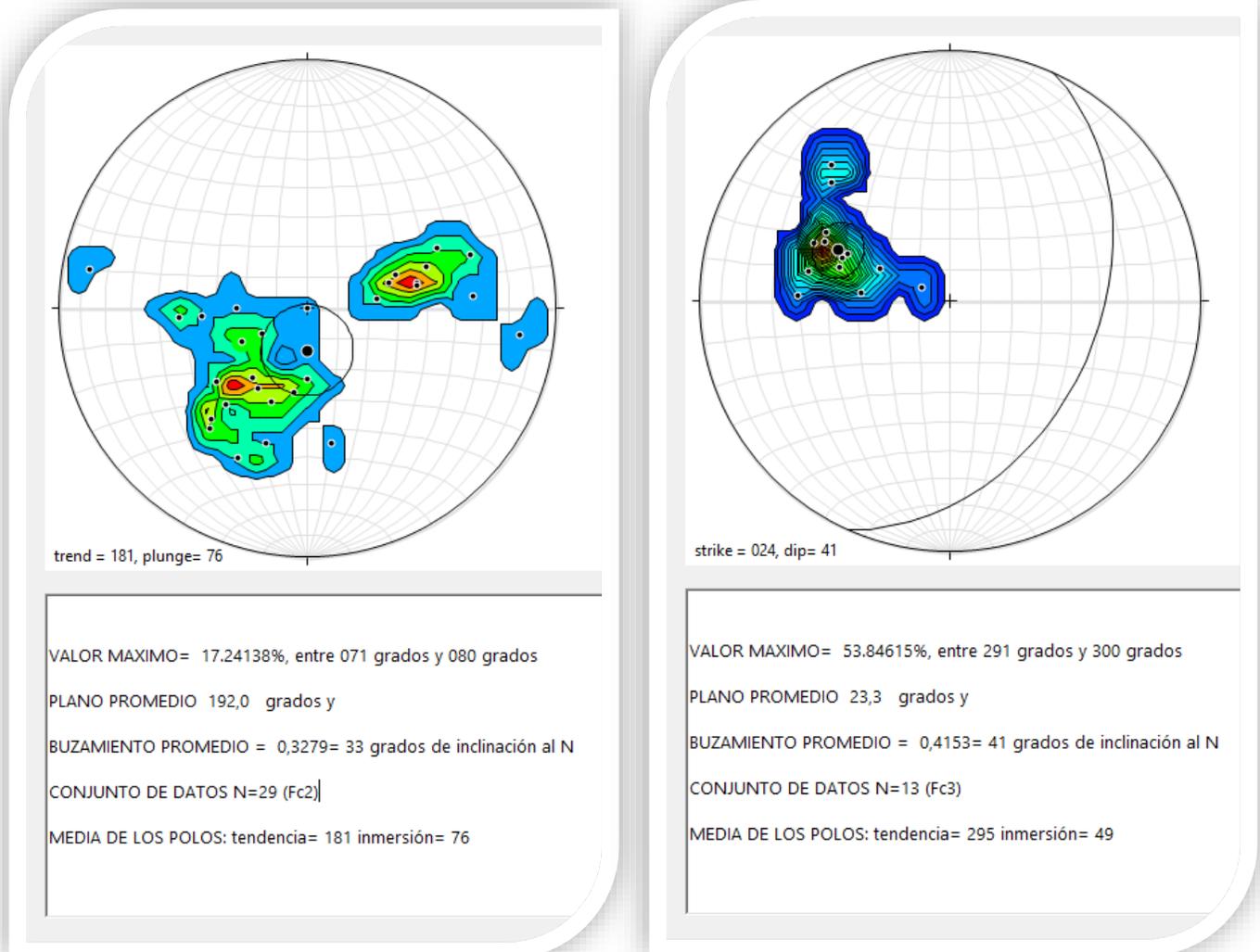
## ESTRUCTURAS PLEGADAS

En la Figura 45 (IV) (muestra 3AC-6, ver anexo petrográfico, localidad rio grande (coordenadas UTM: 0630937-2008100), ver anexo mapa geológico); se muestra el desarrollo de un clivaje de crenulación con disolución de los flancos en micropliegue; es el resultado del bandeado tectónico, compuesto por bandas ricas en micas, que corresponden a los flancos del pliegue, y frecuentan tener un color más oscuro, además, con bandas ricas en cuarzo, que corresponden a las charnelas, que suelen ser de color más claro. Pero además se puede calcular un porcentaje de acortamiento aproximado (ver Figura 6 (IV), derecha) de la Fotomicrografía de la Figura 45 (IV), con esto se concluye que el acortamiento de alrededor de 50%, un cálculo cercano (*Passchier y Myers, 1990*).

Los pliegues en F2 del contacto son en su mayoría de tipo isoclinal, con eso, la mayoría de los planos axiales tendrían la misma dirección que la foliación primaria S1, Como se aprecia la dirección rumbo y buzamiento para plegamiento en F2 y en F3 coinciden con las unidades de estudio, dando vergencia hacia el NW y SE; y al N respectivamente, como se ve en el diagrama de proyección de Schmidt, hemisferio inferior de la Figura 46 (IV) (izquierda), antes de la inclinación provocada por la deformación frágil, con buzamiento al NE y W para F2 y al E-SE para F3.



**Figura 45 (IV):** Fotomicrografía de un clivaje desarrollado en S2 de la fase mica-cuarzo (izquierda) y hasta un S3, para calcular el porcentaje de acortamiento esquemático de dicha fase (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).



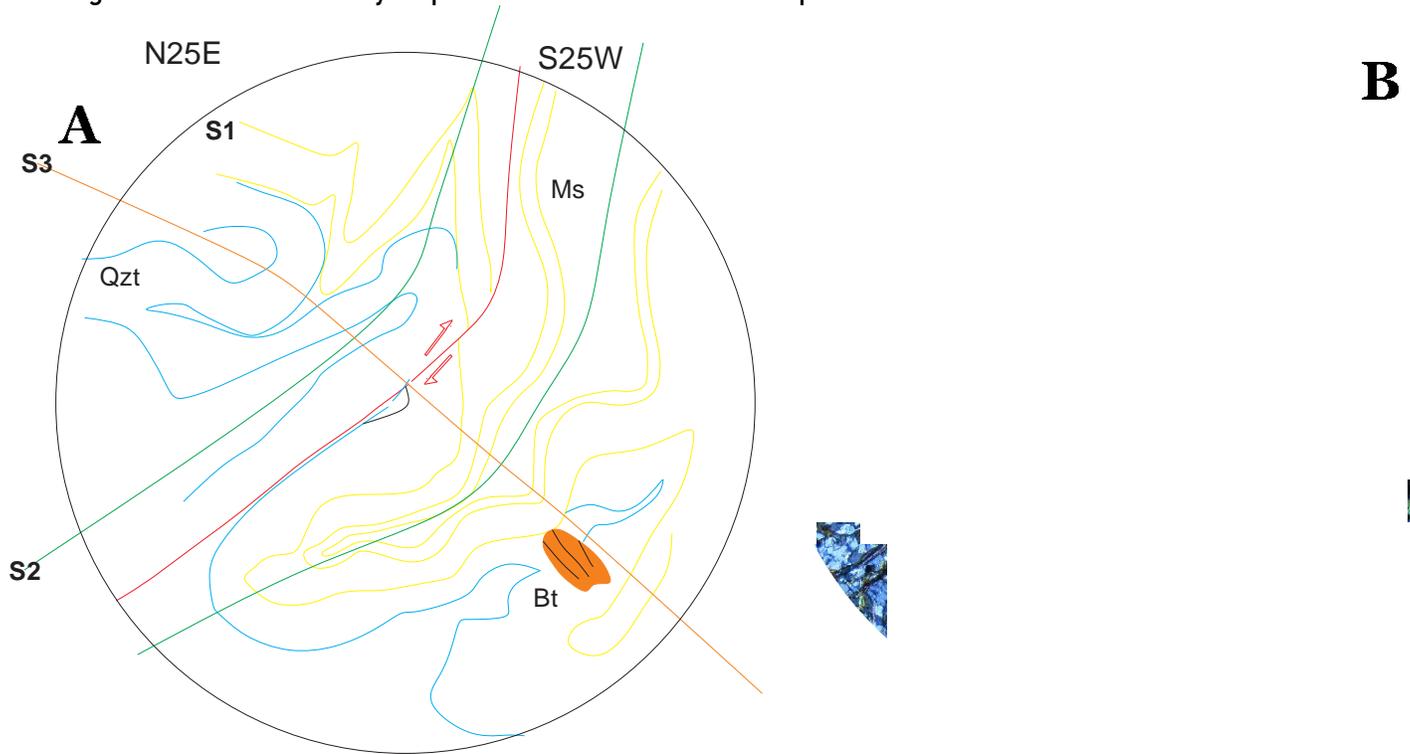
**Figura 46 (IV);** Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras (planos axiales) en el área de contacto; plegadas en F2 (izquierda) al NE YW y para F3 (derecha) al E-SE.

#### IV.3.1. AREA DE PROVIDENCIA

Otra zona ya trabajada por *Helbig et al., 2012*, es la zona de providencia, en el trabajo mencionado se hace un mapa y se visualizan algunos ejes de pliegues y foliaciones que coinciden con los datos tomados en este trabajo. Se recolectaron muestras según los límites propuestos por fechamientos (ver *Helbig et al., 2012*) para las unidades de estudio, para su análisis estructural.

FORMACION COSOLTEPEC

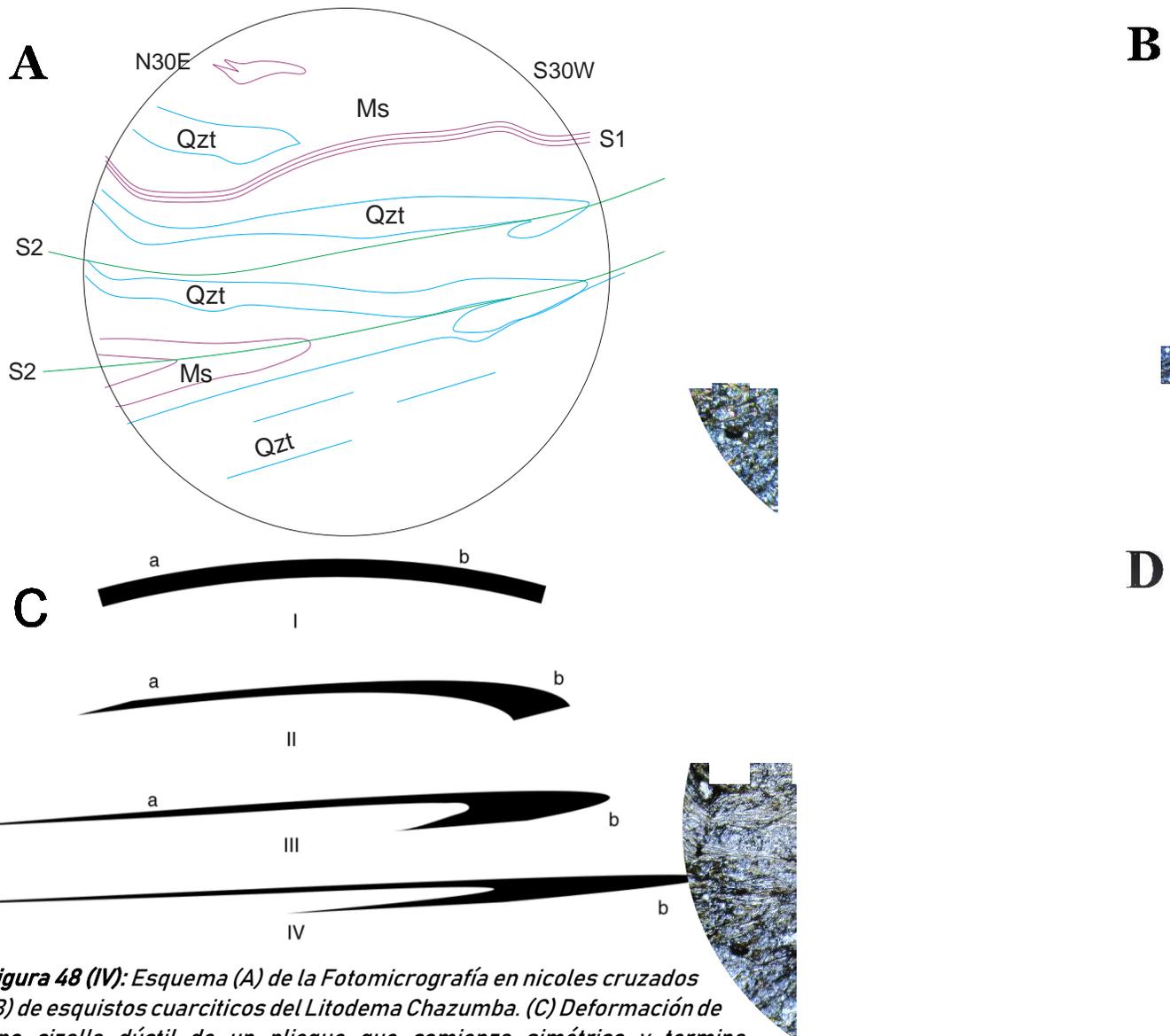
En la Figura 47 (IV) se muestra una fotografía de una sección delgada para la zona de Providencia del área cartografiada como Formación Cosoltepec (Helbig et al., 2012), se visualizan los plegamientos, las estructuras tanto en S1, S2 como S3, que al orientar la lámina coincide muy bien su vergencia con los plegamientos de la Formación Cosoltepec en las otras áreas de estudio. Además, en rojo un fallamiento frágil con sentido dextral y un plano de falla medido en campo con buzamiento hacia el suroccidente



**Figura 47 (IV):** Esquema (A) de la Fotomicrografía en nicols cruzados (B) de esquistos de la Formación Cosoltepec en la zona de Providencia, donde se aprecia los clivajes en S1, S2 y hasta en S3. Además, de un fallamiento frágil con sentido dextral. (C) Fotomicrografía en nicols paralelos para visualizar mejor el plegamiento (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

LITODEMA CHAZUMBA

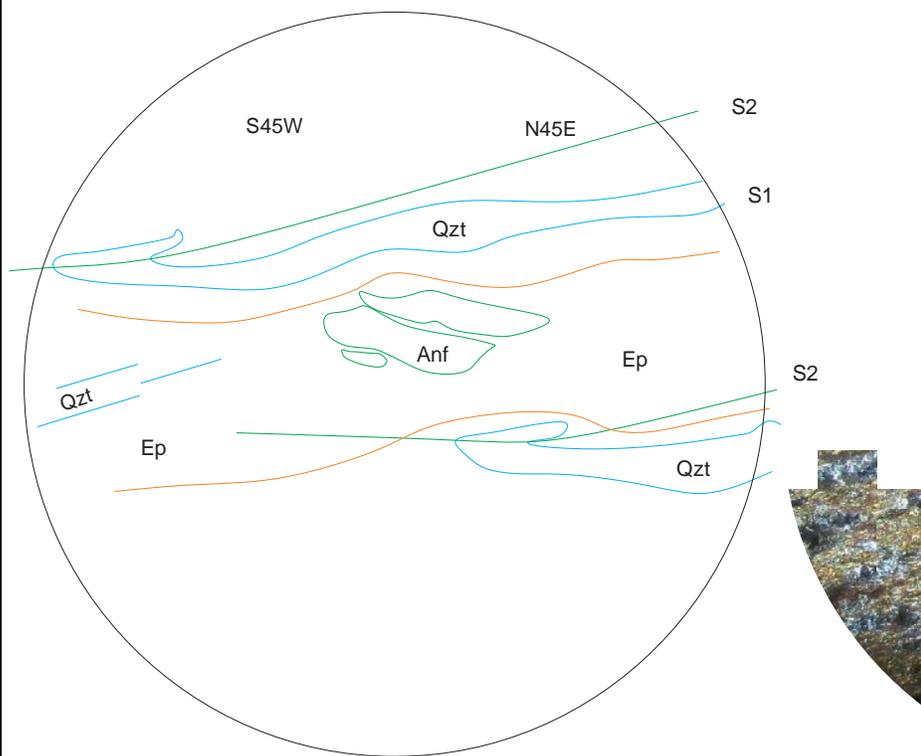
En la zona de Providencia se alcanza a apreciar algunas estructuras de cizalla dúctil, en forma de "gancho" (Figura 48 IV) que según *Passchier (1996)* se forma por la diferencia de esfuerzos en el momento de la cizalla, creando así, una asimetría que en este caso sería de tipo dextral, deducido por la forma final del cuarzo ya que comienza como un marcador lineal inicialmente en un ángulo alto a la dirección de corte, este se reorienta, se acorta y se pliega a una forma de "gancho". Dicha forma se presenta igualmente en el cuerpo de anfibolita. Así mismo, al orientar la sección se observan los mismos patrones estructurales promedio ya mencionados.



**Figura 48 (IV):** Esquema (A) de la Fotomicrografía en nicoles cruzados (B) de esquistos cuarcíticos del Litodema Chazumba. (C) Deformación de tipo cizalla dúctil de un pliegue que comienza simétrico y termina asimétrico, a y b representan los flancos del pliegue que cambian en grosor y longitud, a medida que avanza la cizalla de I a IV (*Passchier and trouw 1996*). (D) Fotomicrografía en nicoles paralelos para visualizar mejor el plegamiento (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

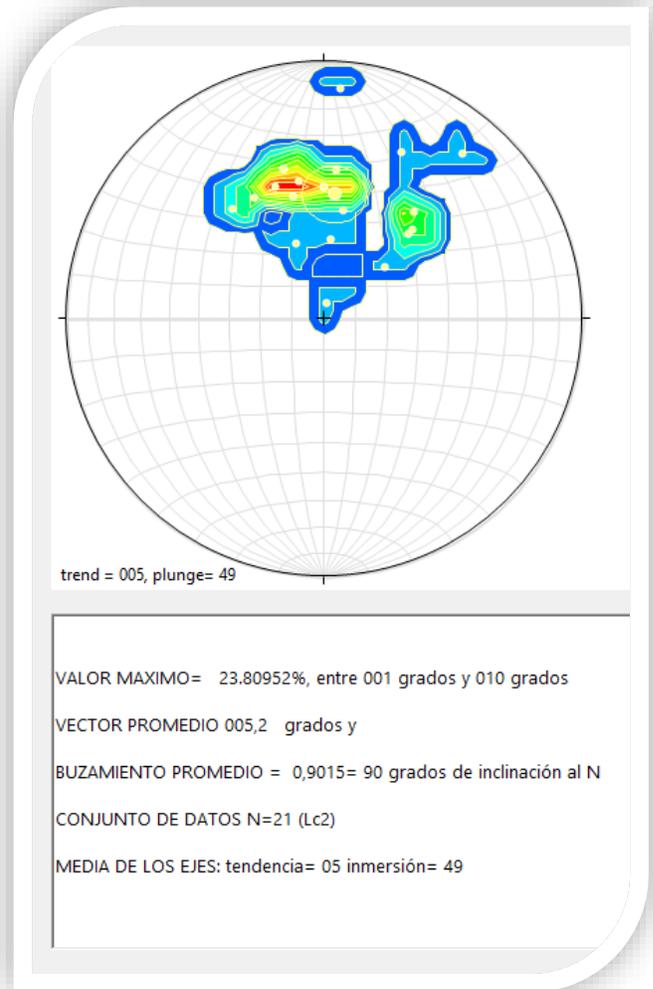
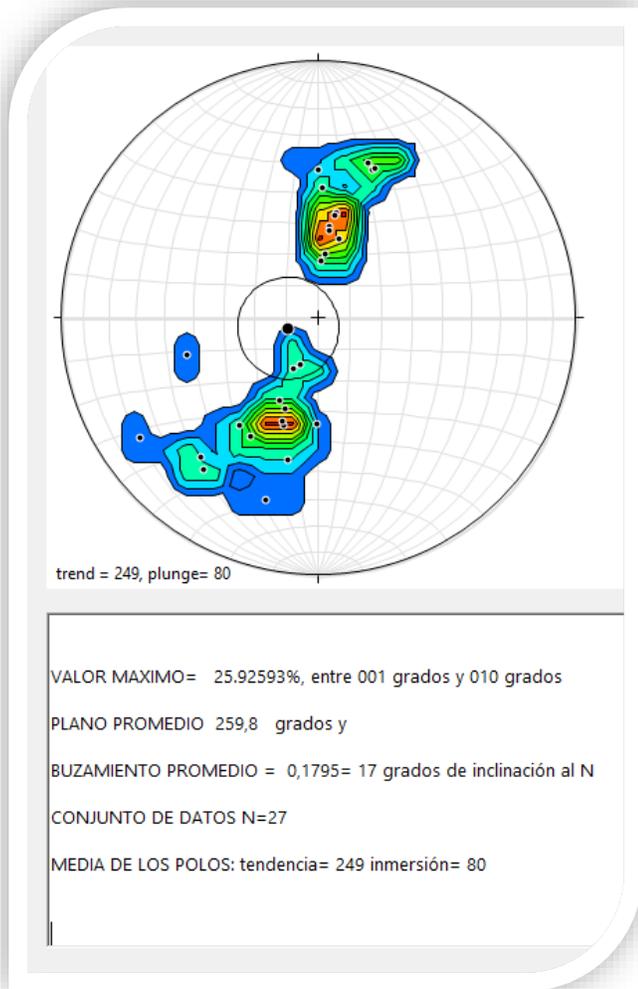
CUERPO INTERMEDIO DE ANFIBOLITA

En la zona de Providencia según Helbig *et al.*, (2012), se registra una zona de milonitización, la cual indicaría una zona de fallamiento reactivado tipo “Metamorphic Core Complex” para el periodo Jurásico. Después de hacer hecho secciones delgadas y un análisis petrográfico detallado en esta área (y sobre todo el contacto) para las unidades de estudio, no se encontró una estructura milonítica evidente. Se aprecia una zona de gran cataclasis, muy bien visualizada en los anfíboles de tamaños mayores a 2 mm de largo y fallamiento frágil en zonas. Esta roca fue fechada por Keppie *et al.*, 2004, la cual por sus edades sería parte de la Formación Cosoltepec, (con edades Ar-Ar de  $218 \pm 11$ Ma.) con estructuras tipo “gancho” del Litodema Chazumba como se ve en la Figura 49 (IV) (muestra CA-2, ver anexo petrográfico, localidad zona de providencia (coordenadas UTM: 0616631-2003491), ver mapa geológico Helbig *et al.*, (2012).



**Figura 49 (IV):** Esquema (izquierda) de la Fotomicrografía en nicoles cruzados (derecha) del cuerpo de anfibolita en la zona de Providencia, donde se aprecia los clivajes en S1 y S2 en las direcciones promedio para las dos unidades de estudio. En el centro un anfíbol de aproximadamente 2 mm de largo mostrando cataclasis y en azul cizallamiento del cuarzo en forma de gancho con sentido dextral (escala dada por el diámetro de la circunferencia igual a 6mm).

En el trabajo de *Helbig et al., 2012*, sobre la zona de providencia, se hace un mapa y se visualizan algunos ejes de pliegues y foliaciones que coinciden con los datos tomados en este trabajo como se ve en la Figura 50 (IV), son los estereogramas de la foliación y de los ejes de pliegues de dicha zona.

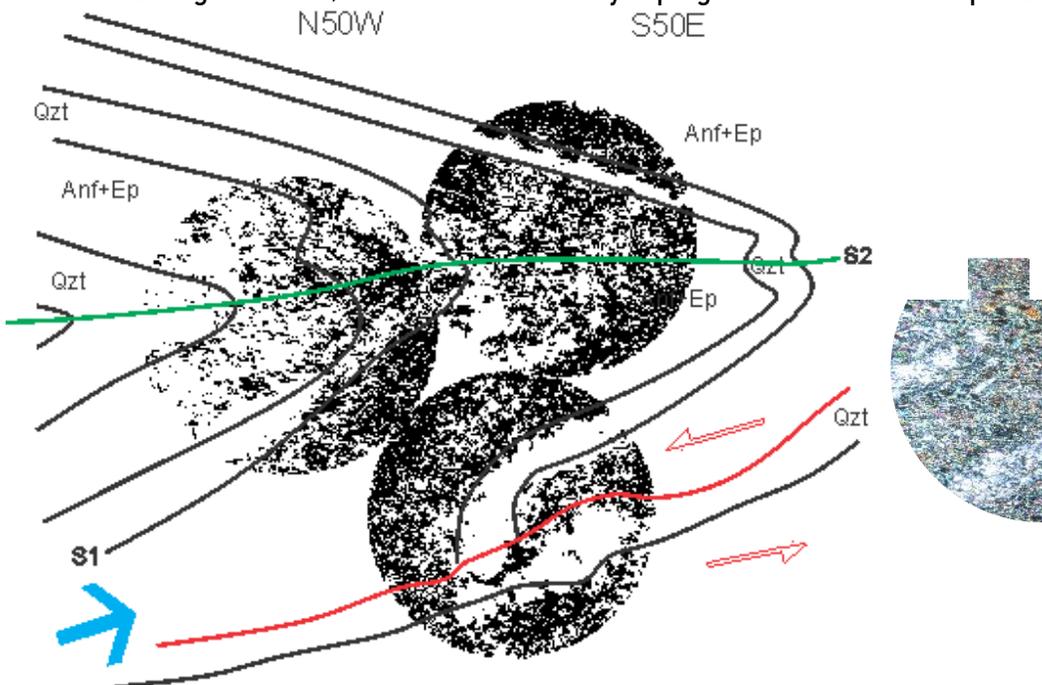


**Figura 50 (IV):** Diagramas en proyección de Schmidt, hemisferio inferior, de los polos de las estructuras (izquierda) y los ejes de pliegues (derecha); sin diferenciar entre la Formación Cosoltepec y Litodema Chazumba (comparar con *Helbig et al., 2012*) al NE para F2 y al SW para F3. Igual el sentido de los ejes de pliegues al NE.

## IV.3.2. AREA DE LUNATITLAN DEL PROGRESO

## CUERPO DE ANFIBOLITA

En esta área la roca tiene un tamaño de grano algo menor en comparación a otros lugares de estudio, con respecto a por ejemplo el anfíbol que es el mineral más representativo, aquí el mineral no solo disminuye de tamaño, sino que la cataclasis característica del cuerpo de anfíbolita de las áreas anteriores no es evidente o hasta es nulo. Los pliegues son más marcados y son considerables en cuanto a su tamaño, el cuarzo que tiene dicha roca forma una foliación de mayor espesor y eso hace que se formen del tamaño mencionado; en la Figura 51 (IV) (muestra 8CA-8, ver anexo petrográfico, localidad carretera Joluxtla-Lunatitlan (coordenadas UTM: 0631264-2008206), ver anexo mapa geológico). se muestra la reconstrucción de un gran pliegue en el cual se tuvo la necesidad de tomar varias Fotomicrografías (3, diámetro de la circunferencia de cada uno es 6mm). Así, la dirección de vergencia que en este caso es hacia el Sur (con estructuras de régimen frágil-dúctil tipo *kink* y *chevron*), pero la composición mineralógica tiene una correspondencia. La anfíbolita está justo sobre el contacto entre las unidades de estudio. Igualmente, las foliaciones en S3 y el plegamiento en F3 no es posible diferenciarlo.

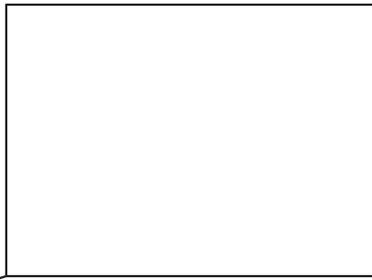


**Figura 51 (IV);** Reconstrucción de un pliegue con la unión de tres Fotomicrografías en sección delgada (derecha) y su respectivo esquema (izquierda). Se aprecia el plegamiento marcado por capas de cuarzo, en S2. En flechas rojas falla frágil (falla normal con plano inclinado al NE, según lo visto en campo), y la flecha azul muestra una posible vergencia al Sur (escala dada por el diámetro de cada una de las circunferencias igual a 6mm).

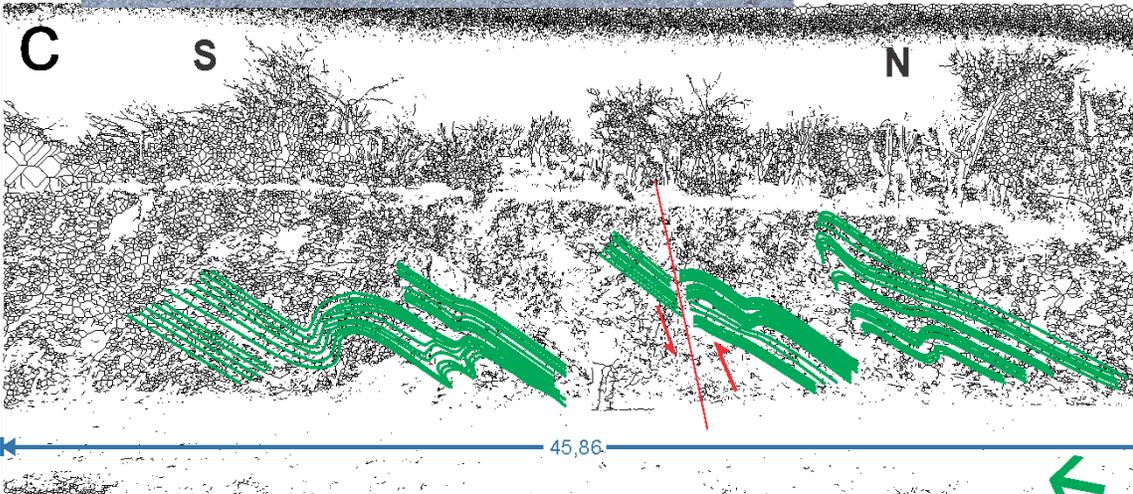
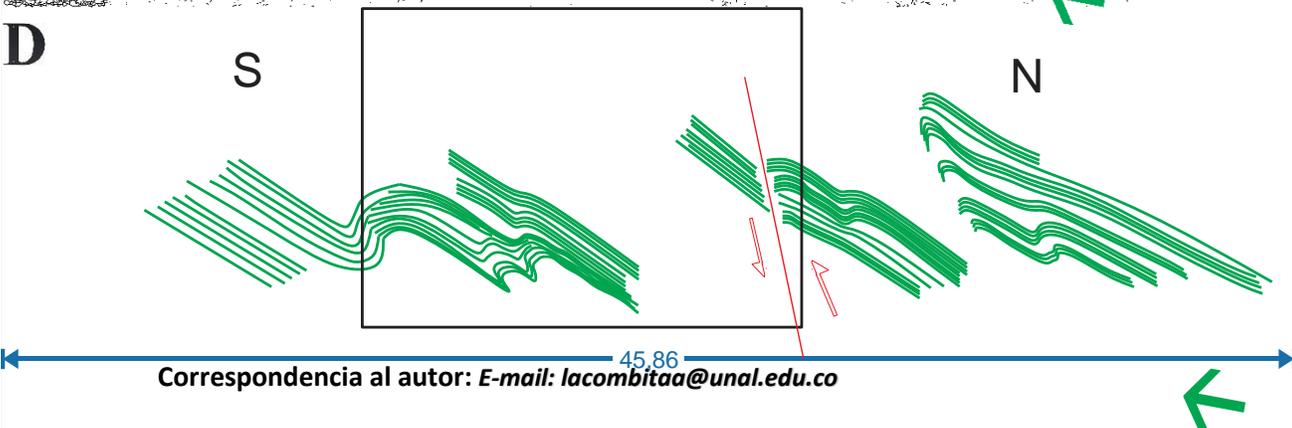
En cuanto al espesor estructural en la Figura 52 (IV) se muestra un afloramiento, este espesor permite correlacionarlo en otros lugares donde efectivamente es muy semejante, en un rango aproximado entre 40 y 60 metros. Al ser muy constante la medición de estos espesores en varios lugares de las áreas trabajadas, se concluye que a lo largo de todo el contacto existe un cuerpo de anfíbolita con espesor de aproximadamente 10 metros y otro cuerpo de considerable tamaño con un espesor estructural entre 40 y 60 metros.

**A****S****N**

Combita-Ariza L., 2019

**B**

**Figura 52 (IV);** Afloramiento (A), (B) Se observa el plegamiento Y (C) Espesor estructural del cuerpo de anfibolita (45 metros), el cual es muy constante en todo el contacto (entre 40 a 60 metros). esquema (D) El plegamiento de arrastre de la anfibolita (color verde) y de color rojo un plano de falla frágil inverso buzando hacia el NE, cortando el pliegue, la flecha verde indica la posible vergencia hacia el Sur.

**C****S****N****D****S****N**

Correspondencia al autor: E-mail: [lacombitaa@unal.edu.co](mailto:lacombitaa@unal.edu.co)

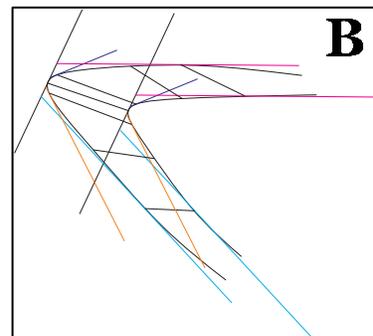
IV.3.3. AREA COSOLTEPEC-SANTA CATALINA

VERGENCIA LOCAL

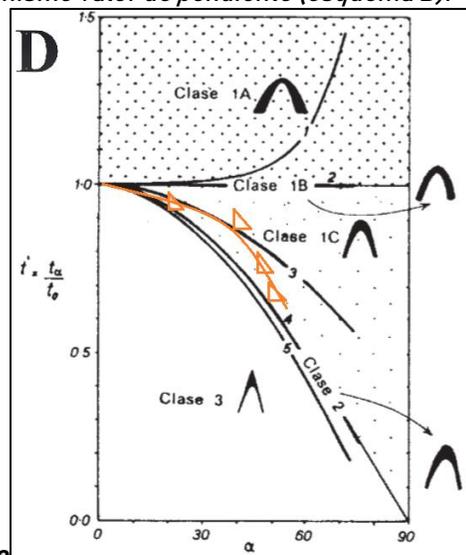
Gracias a la lineación mineral, a la dirección de los ejes de pliegues, a los planos axiales, y sobre todo a algunos afloramientos a gran escala en la carretera que conecta al municipio de Cosoltepec y el de Santa Catalina, se puede deducir una vergencia local. Haciendo coincidir estos datos cinemáticos se puede deducir que en los alrededores del municipio de Cosoltepec, los cuerpos de roca han sido deformadas en dirección al N-NW, sabiendo que dicha vergencia pertenece a F2 por los tipos de pliegues y la vergencia, como se puede reconocer en la Figura 53 (IV) (localidad carretera Cosoltepec-Santa Catalina, coordenadas UTM: 0629241-2005550, ver anexo mapa geológico), con una flecha negra del esquema se muestra dicha vergencia, en la imagen se visualiza el plegamiento del tipo reclinados para el cuerpo de anfibolita.

N15W

S25E



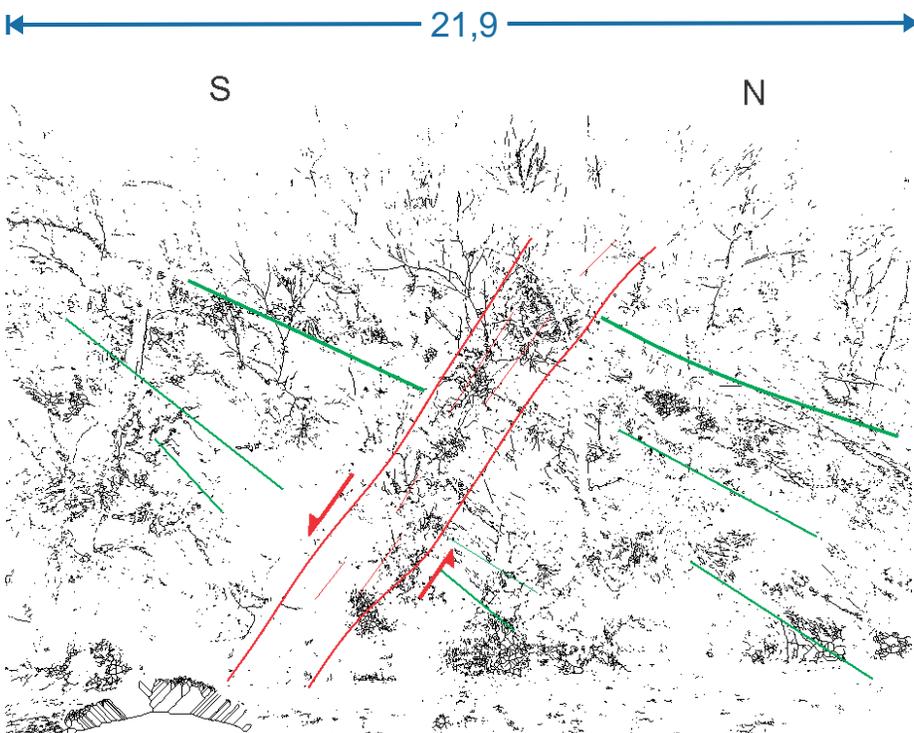
**Figura 53 (IV):** (A) Afloramiento de roca anfibolita donde la vergencia coincide en toda la zona próxima al contacto. (C) Esquema, la flecha negra indica la vergencia (N-NW) y en círculo azul el pliegue. Abajo (D) Análisis del tipo de pliegue Ramsay J.G. (1967); muestra un pliegue tipo 1C, las rectas del mismo color indican el mismo valor de pendiente (esquema B).



ESTRUCTURAS DE TIPO FRAGIL

Son muy pocas fallas de tipo frágil a escala afloramiento reconocibles justo sobre el contacto. El fallamiento frágil es de harina de falla que tienen un plano de tipo normal-dextral, en promedio hacia el SW, son tomadas en cuenta debido a que en varias áreas sobre el contacto entre las unidades de estudiadas muestran una dirección que parece coincidir a lo largo de dicho contacto. En la Figura 54 (IV) se observa una falla considerable, con dicho buzamiento (N030°W/ 065°SW), dato tomado sobre esquistos psamíticos. El fallamiento inverso no fue posible reconocer.

**Figura 54 (IV):** Foto (izquierda) de fallamiento de tipo frágil, y esquema (abajo) la zona roja indica harina de falla, el plano en color rojo indica esquemáticamente la dirección de buzamiento de dicho plano (N030°W/ 065°SW); y de color verde el plano de la foliación. Escala reglilla 21.9 metros en la horizontal.



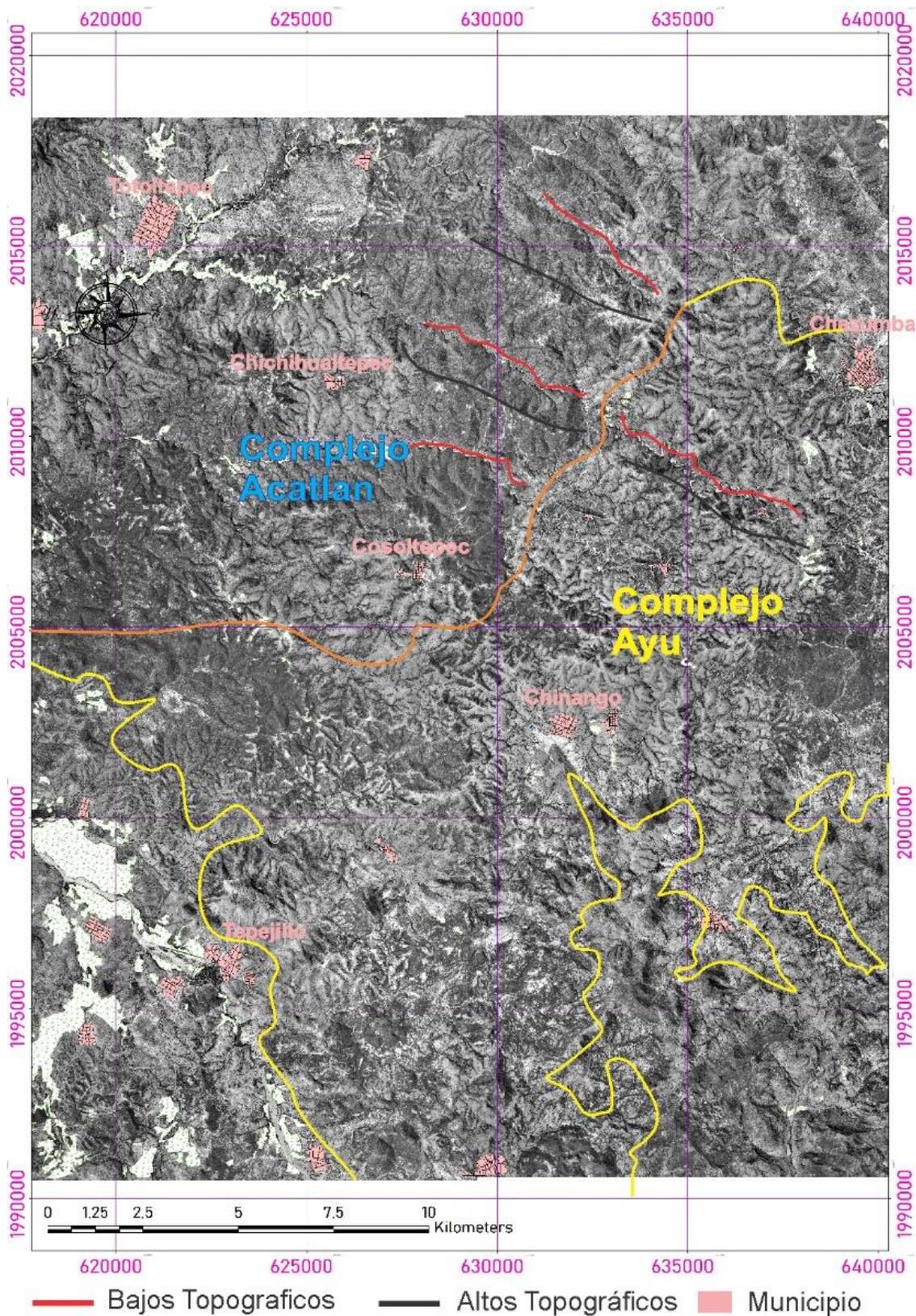
## V. Análisis Morfológico

Además del análisis estructural, se hace el análisis morfológico, el cual es muy útil ya que da una idea de cómo se acomoda los cuerpos de roca que predominan litológicamente, esto es, como se sabe en muchos casos, un tipo de litología da una morfología que la diferencia de otros cuerpos rocosos.

En la Figura 1 (V) se muestra el mapa de fotos áreas de la zona de estudio; el análisis de este tipo es importante por varias razones; una es la gran extensión del terreno abarcado en una fotografía es muy superior a la que se puede obtener en el campo y permite un estudio más rápido del área; igualmente debido a la exageración del relieve en una foto área, se logran apreciar con detalle señales que sobre el terreno pasarían inadvertidas; por ejemplo:

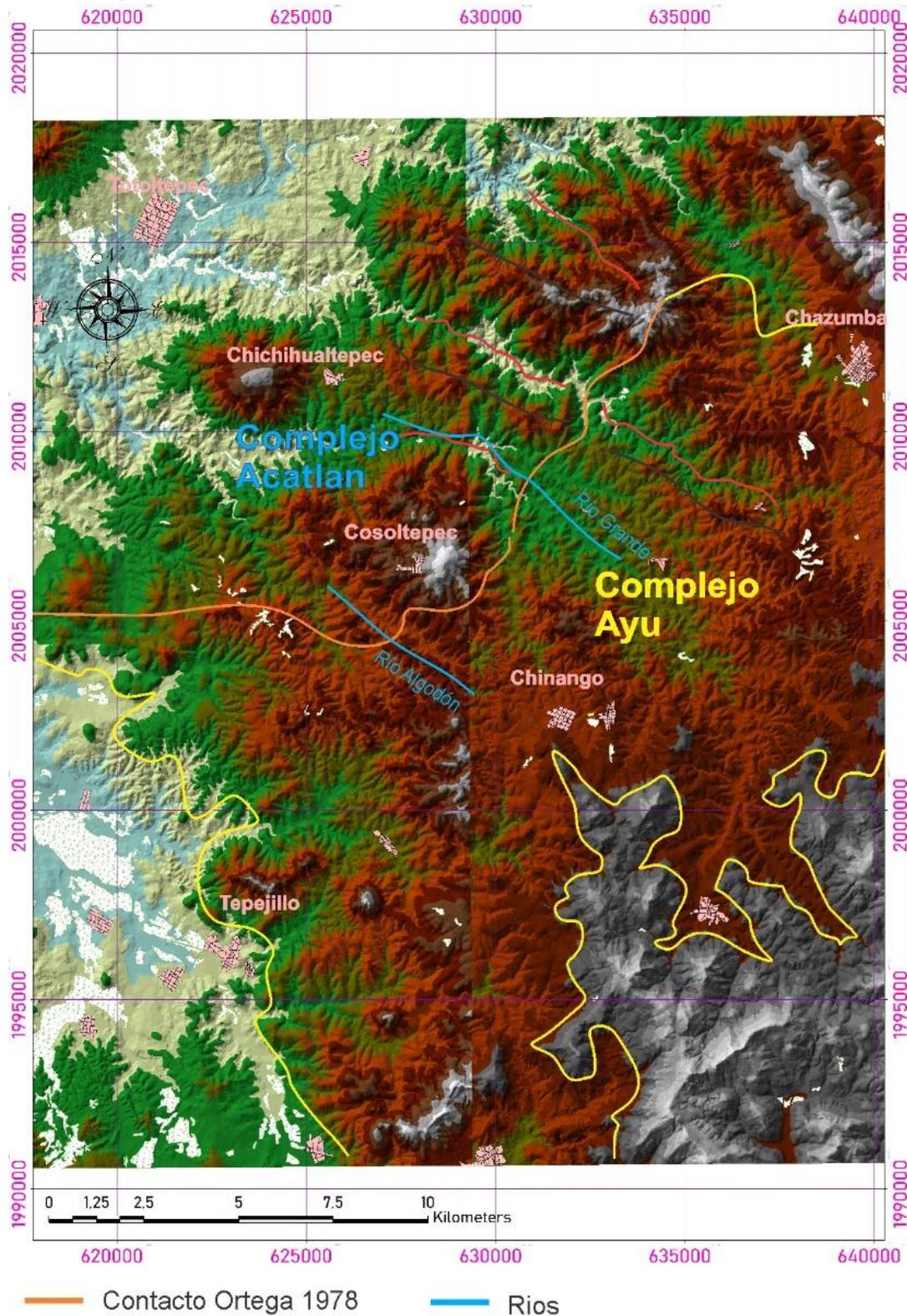
1. La disposición de la red fluvial está controlada por las estructuras como foliación, buzamiento, fallas y fracturas. Se ve una dominante lineación NW-SE (coincidiendo con los drenajes principales) de los cuerpos morfológicos que efectivamente coinciden con los datos estructurales tomados en campo los cuales tienen ese mismo rumbo y un buzamiento hacia el NE. En la parte del contacto entre la Formación Cosoltepec y el Litodema Chazumba la lineación tiene una dirección SW-NE.
2. Además de un control litológico; así, al tener los esquistos (litología predominante) una dureza diferente a las demás rocas del área como cuarcitas; las estructuras presentan una lineación mas neta y por tanto más fácil de apreciar.
3. Y un control topográfico (puntos altos en el SE y bajos topográficos en el NW).

Lo que nos deja hacer un estudio del basculamiento y los movimientos que ha sufrido o sufre el terreno en el tiempo.



**Figura 1 (V):** Mapa fotos aéreas en el área de estudio. Se ve dominante lineación NW-SE de los cuerpos morfológicos y el contacto con dirección SW-NE. (recuadro naranja de la Figura 1IV). Mapa de [www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx).

En la Figura 2 (V) se muestra el mapa de Modelos Topográficos Digitales (MTD) de la zona de estudio, este tipo de mapas es otra herramienta muy para el análisis morfológico, los diferentes colores dan diferentes alturas, lineaciones y grupos morfológicos (lineación NW-SE de los cuerpos morfológicos, y el contacto SW-NE), que efectivamente coinciden con los datos estructurales de foliación tomados en campo.



**Figura 2 (V):** Mapa de MTD del área de estudio. Se ve una dominante lineación NW-SE de cuerpos morfológicos y en la parte del contacto una dirección SW-NE. (recuadro naranja de la Figura 1IV). Mapa de [www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx).

## VI. Discusiones y Conclusiones

### Relación de contacto Chazumba Cosoltepec

La Formación Cosoltepec tiene origen sedimentario marino, caracterizado por su composición silícica y según Ortega-Gutiérrez (1978) calcárea (escasamente), la litología más cercana al contacto con el Litodema Chazumba son rocas verdes y cuarcitas con intervalos metapelíticos las cuales progresivamente van aumentando su contenido en mica hasta ser esquistos y finalmente se hace difícil diferenciar la Formación del Litodema. Dada la problemática de este contacto en su localización e interpretación, que se refleja en las notables diferencias en el trazo cartográfico por diferentes autores (*e.g. Ortega-Gutiérrez 1978, Helbig et al., 2012, y Kirsch et al., 2014*), en el presente trabajo se considera acertado ubicar el contacto Cosoltepec/Chazumba en la zona donde anfibolitas se intercalan con los esquistos micáceos que coincide con el contacto propuesto originalmente por Ortega-Gutiérrez (1981). A partir de esta zona de contacto, y estructuralmente hacia arriba (geográficamente hacia el norte), los esquistos micáceos se vuelven paulatinamente más silícicos y se intercalan con cuarcitas, debido a que las cuarcitas son fácilmente distinguibles en el campo, se cartografió parcialmente un horizonte de esta litología de la Formación Cosoltepec (Figuras 1 Anexo), y como se puede apreciar parece haber una continuidad paralela a lo largo de dicho contacto; y aunque es difícil corroborar estrictamente su continuidad, en el mapa se aprecia las cuarcitas y anfibolitas continuas a lo largo del contacto, y solo truncadas en algunas partes por fallamiento frágil. El espesor estructural cuarcitas varía entre 3 y 10 metros, y el espesor estructural de la Formación Cosoltepec se estimó en 3500 metros (Ortega-Gutiérrez 1978) como máximo, pero debido a lo complicado de su deformación no se ha calculado el espesor estratigráfico.

### Análisis Petrográfico

El análisis petrográfico que se hizo sobre las muestras recolectadas de la Formación Cosoltepec dio como resultado un metamorfismo dinamo-térmico equivalente a una zona de presión y temperatura a la de facies anfibolita, esto es, la asociación biotita + mica blanca + granate con clorita es característico de la parte alta de la facies esquistos verdes, y corresponde a la zona de granate en una progresión barroviaña (*Spear, 1993*), sin embargo en las muestras analizadas no se observa clorita en asociación estable con el granate, en todo los casos es producto de la alteración posterior, por lo que la Formación Cosoltepec con la asociación biotita + mica blanca + granate alcanzo un metamorfismo en facies anfibolita (*Spear, 1993*).

En las muestras recolectadas en estas áreas del Litodema Chazumba la asociación muy frecuente Biotita + Mica Blanca + Granate, aunque no es diagnóstica de facies metamórficas, como se dijo, es significativa por el hecho de que no hay asociación estable con clorita. La clorita está ausente o es producto de alteración. La asociación mica + granate con clorita es característica de la parte alta de la facies de esquisto verde (*Schleicher et al., 2012*). La asociación de biotita + mica blanca + granate (sin clorita), como es el caso en Chazumba, sugiere un metamorfismo en facies de anfibolita (*Spear, 1993*).

El análisis petrográfico que se hizo sobre las muestras recolectadas de los cuerpos de anfibolita, muestran una asociación metamórfica comparativa en prácticamente todas las áreas, un anfíbol (azul verdoso muy pleocroico)+ epidota + plagioclasa y Cuarzo; igual que en la Formación Cosoltepec y el Litodema Chazumba la Clorita juega un papel importante, esto es, este mineral se encuentre en fase con epidota y anfíbol, (donde el anfíbol es actinolita), definiendo la facies de esquistos verdes (Schleicher *et al.*,2012); facies que se da en algunas localidades por retrogresión.

Es importante destacar que, en las anfibolitas sin retrogresión, el anfíbol en asociación estable con Epidota, plagioclasa, sin clorita podría ser tscheramkítico que manifiestan un metamorfismo dinamotérmico en facies de epidota-anfibolita, esto es, se puede mostrar así que hay dos generaciones de Epidota en estas rocas, una en asociación estable con anfíbol (facies de epidota-anfibolita), y la otra en asociación con Clorita (facies de esquistos verdes).

La presencia de rutilo en cristales individuales o en núcleos bordeados por titanita en varias anfibolitas de las áreas estudiadas es consistente con esta facies metamórfica de presión media (*e.g.*, Kapp *et al.*, 2009). El metamorfismo en las anfibolitas es consistente con el de los metasedimentos en facies anfibolita (*sensu lato*) de la Formación Cosoltepec y el Litodema Chazumba que las encajonan en la zona de contacto entre ambas unidades.

### **Congruencia de las estructuras en el área de contacto**

Para esta correlación se analizaron diferentes variables como: el régimen de deformación en el cual se formaron estas rocas, se hace hincapié en el régimen dúctil, esto es, dirección y escala de los pliegues, así como de la geometría, la foliación, la lineación y el grado metamórfico como se aclaró en los párrafos anteriores.

La primera correlación que se hace es con respecto a la lineación de estiramiento mineral, es evidente y muy constante en todas las zonas la dirección norte y algo acentuada al N para la Formación Cosoltepec, y para el Litodema Chazuma la dirección NE. En cuanto a los ejes de pliegues, la dirección más marcada es hacia el NE tanto para la Formación Cosoltepec (y una no acentuada hacia el W) como para el Litodema (una segunda hacia el E).

Para la segunda correlación se toman en cuenta no solo la dirección, sino que además la geometría y la escala, esto es, los pliegues isoclinales (su plano axial coincide en la mayoría de los casos con la foliación) recostados, algunos cerrados, y asimétricos, y que en la mayoría de los casos se presentan a escala de muestra de mano para ambas unidades. Para la Formación Cosoltepec hay un predominio hacia el E-NE y una poco acentuada hacia el W. Y para el Litodema Chazuma dominan las direcciones hacia el NE y otra no tan manifestada hacia el S-SW. En cuanto a los pliegues a escala afloramiento en los cuales las vergencias se pueden determinar con facilidad, la Formación Cosoltepec tiene dos vergencias hacia el SE y hacia el NW; y el Litodema Chazuma tiene una muy clara hacia el NW.

La tercera serie de estructuras que se resaltan son las que tienen coincidencias en el buzamiento del plano axial de pliegues abierto asimétricos. Para este caso la Formación Cosoltepec tiene dirección dominante hacia NW y otra poco marcada hacia el E-SE; y para el Litodema Chazuma predomina una inclinación de los planos axiales hacia el SW y una segunda hacia el E-NE.

En la Figura 2 (VI) se muestra un esquema de una posible explicación en orden relativo de los eventos tectónicos que afectaron al Litodema Chazumba y la Formación Cosoltepec, si se maneja la hipótesis de tomar a estas unidades rocosas como una sucesión continua.

1. Se puede hablar de una secuencia sedimentaria incluyendo ambas unidades, Chazumba y Cosoltepec, cuyos protolitos corresponden lutitas y areniscas turbidíticas (metapelitas y metapsamitas del Litodema Chazumba), intercaladas con componentes volcánicos máficos en la parte media y superior (anfíbolitas), y sedimentos pelíticos y siliclásticos hacia la parte superior (esquistos y cuarcitas de la Formación Cosoltepec).
2. Al coincidir las direcciones de deformación dúctil (ejes de pliegues, foliación y vergencia) con mayor valor estadístico en ambas unidades se puede proponer un modelo en el que la deformación de ambas unidades fue al mismo tiempo. Así, por ejemplo, los ejes de los pliegues tienen una inmersión hacia el NE en promedio, y los planos axiales isoclinales, tienen un buzamiento hacia NE; y los que no lo son buzan hacia el S-SE para ambas unidades.
3. Por último, una deformación de tipo frágil, que da aspectos morfológicos marcados como la dirección de los ríos los cuales coinciden con el rumbo de la foliación en dirección NW-SE, y que produjo una tendencia hacia el NE del buzamiento de la foliación.

En general el análisis estructural muestra varias series estructurales en orden cronológico relativo que se enumeran:

1. Un fallamiento de tipo inverso en régimen dúctil, con vergencia hacia el NW, muy evidente en los pliegues a escala afloramiento, manifestado en los planos de ejes de pliegues con inclinación hacia el NE, y según la clasificación por la posición de los flancos son en abanico (tienen núcleo comprimido y la charnela más ancha; muy concordante en ambas unidades de estudio, Figura 1 (VI)).
2. Estructuras lineales que incluyen ejes de pliegues y orientación mineral muy constante inclinados hacia el NE igualmente en ambas unidades, Figura 1 (VI).
3. Un fallamiento de tipo inverso en régimen dúctil, con vergencia totalmente opuesta al anterior, esto es, hacia el S-SE, a escala afloramiento, mostrado por pliegues que según la clasificación por la posición de los flancos son isoclinales., y con geometría de cónica a cilíndrica, que parece exclusiva de la formación Cosoltepec, esto es, en la zona de contacto se hace menos frecuente y justo en el Litodema Chazumba parece ausente, Figura 1 (VI).
4. Una foliación hacia el E que forman destacadamente los minerales como biotita y cuarzo, muy evidente en el Litodema Chazumba y casi nula en la Formación Cosoltepec, Figura 2 (VI).
5. Plegamiento según el ángulo de la charnela de tipo abierto, de meso-escala, esto es, muestra de mano (algunos centímetros) y de sección delgada, que es más evidente en la formación Cosoltepec, pero que afecta a ambas unidades, y mucho menos intenso que los dos anteriores fallamientos y si más constante y progresivo, con planos axiales inclinados aproximadamente hacia el SE y los ejes de pliegues

predominantemente al S-SE para la Formación Cosoltepec y planos axiales inclinados hacia el S-SW para el Litodema Chazumba, Figura 3 (VI).

6. Estructuras lineales con dirección de inclinación menos frecuente que las anteriores estructuras lineales, hacia el SE-E para la Formación Cosoltepec y hacia SE para el Litodema Chazumba, Figura 3 (VI).

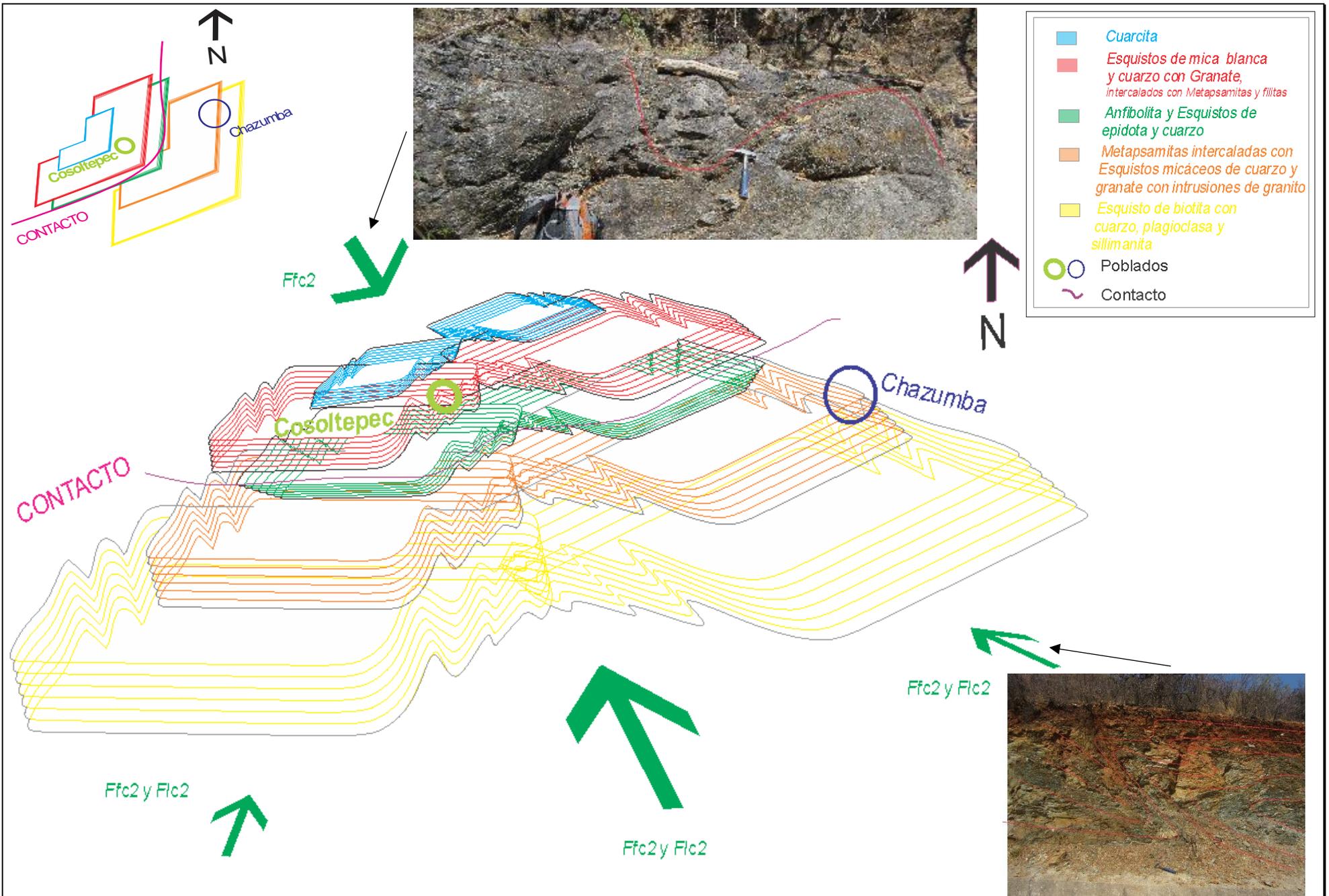
7. Pliegues como estructuras en régimen frágil-dúctil, tipo bouding donde el  $\delta 1$  está orientado W-E, encontrados solo en la Formación Cosoltepec, Figura 4 (VI).

8. Pliegues como estructuras en régimen frágil-dúctil, tipo *chevron*, donde los planos axiales inclinados hacia el N dan una vergencia hacia el Sur, afectando solo al Litodema Chazumba muy cerca de la zona de contacto, Figura 4 (VI).

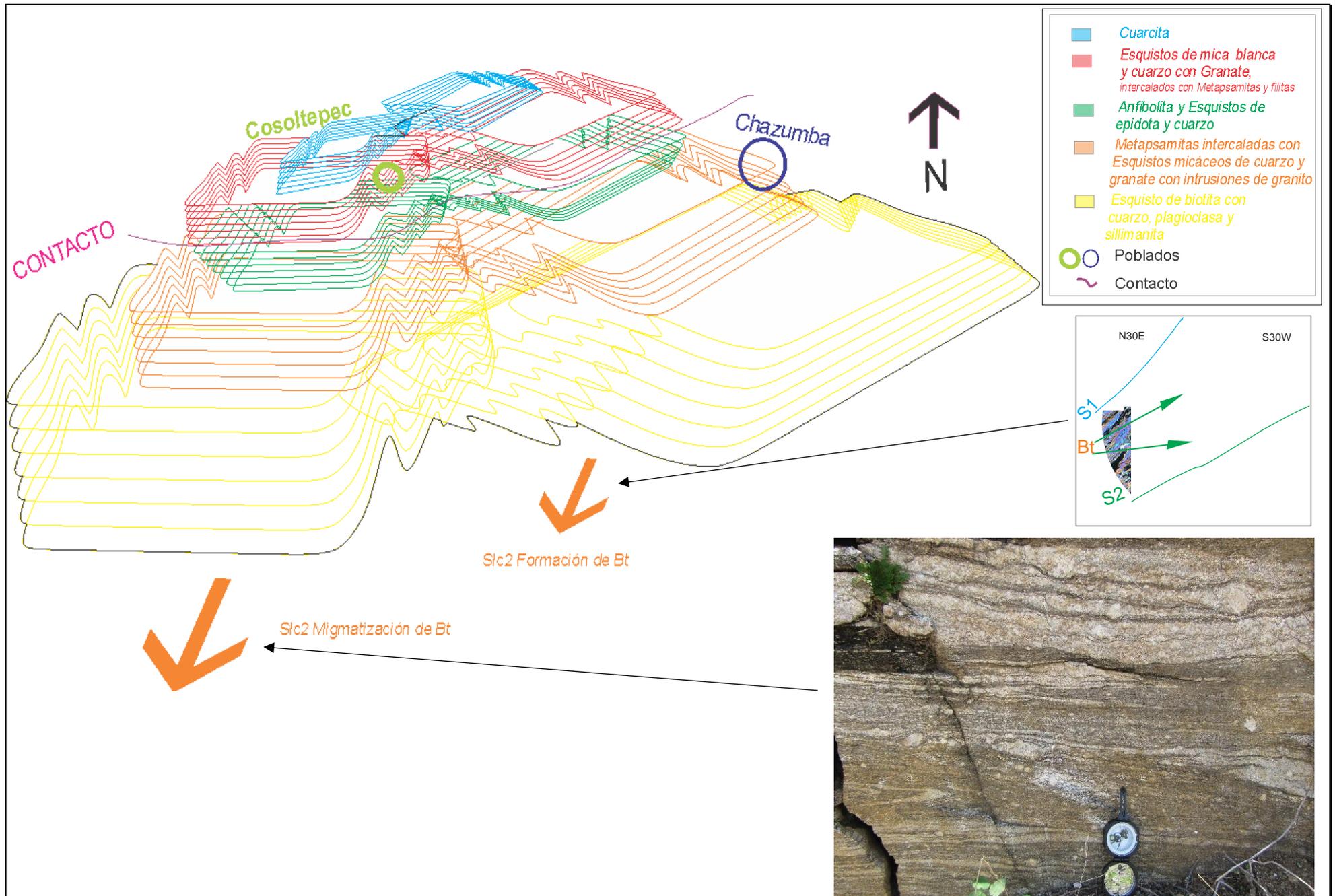
9. Un fallamiento de tipo frágil normal, con planos de falla inclinados hacia el S-SW, y dirección de fracturas hacia el NE evidentemente posteriores a la deformación dúctil anterior actuando en ambas unidades, Figura 4 (VI).

10. Un fallamiento de tipo frágil inverso, con planos de falla inclinados hacia el NE, que en campo se hace evidente que son posteriores a toda la deformación dúctil y frágil-dúctil anterior, afectando a ambas unidades, Figura 4 (VI).

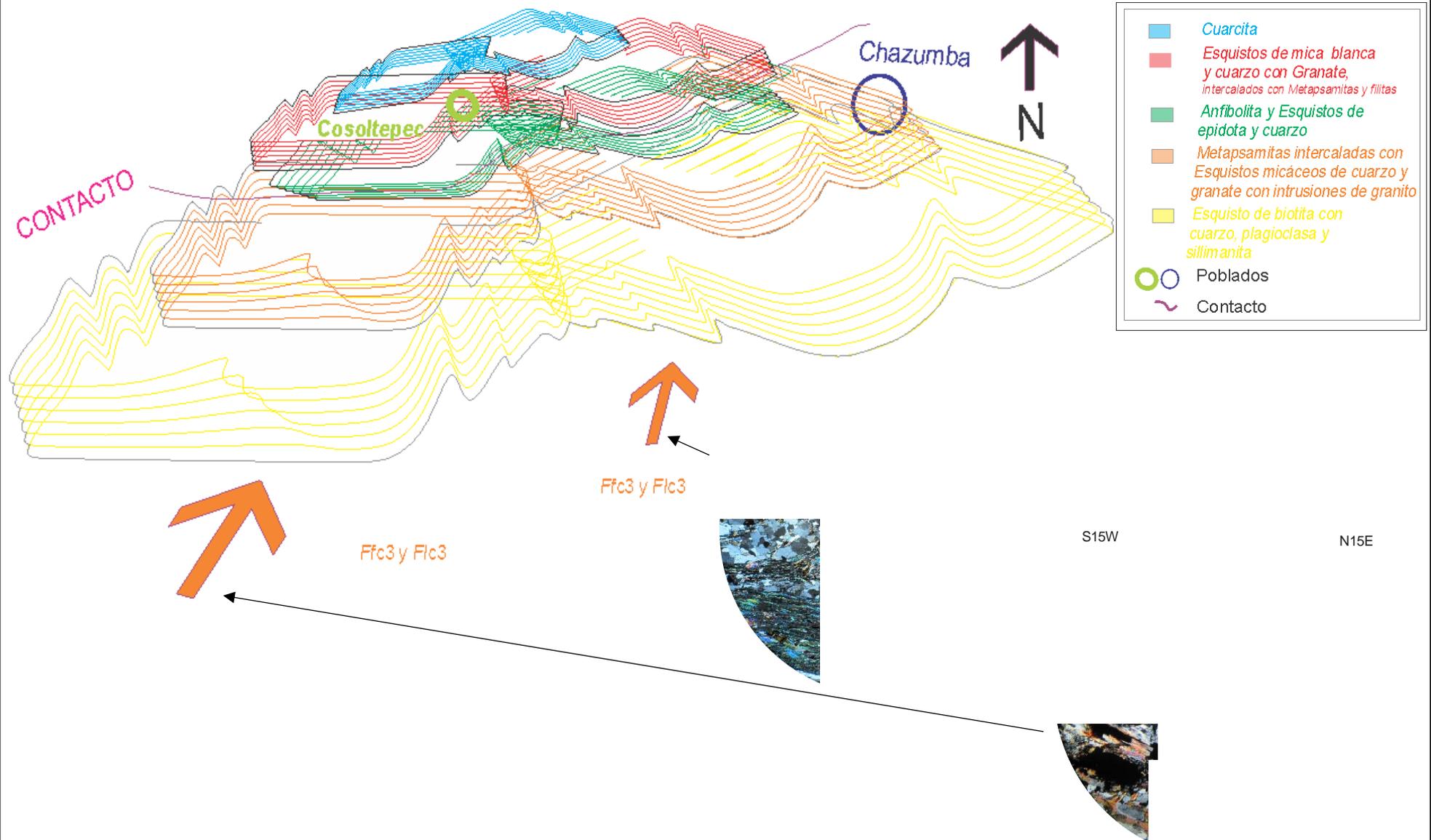
De esta manera, según los datos estructurales y el trabajo de campo realizado en esta tesis, se hace imposible diferenciar la Formación Cosoltepec (complejo Acatlán) y Litodema Chazumba (complejo Ayu); ambas unidades comparten la misma historia de deformación, y solo fueron diferenciadas por sus características litológicas.



**Figura 1 (VI):** Esquema de la evolución tectónica del área de estudio de las iniciales sucesiones de estructuras en régimen dúctil, en el que se muestran las principales vergencias coincidentes para el Litodema Chazumba y la Formación Cosoltepec.

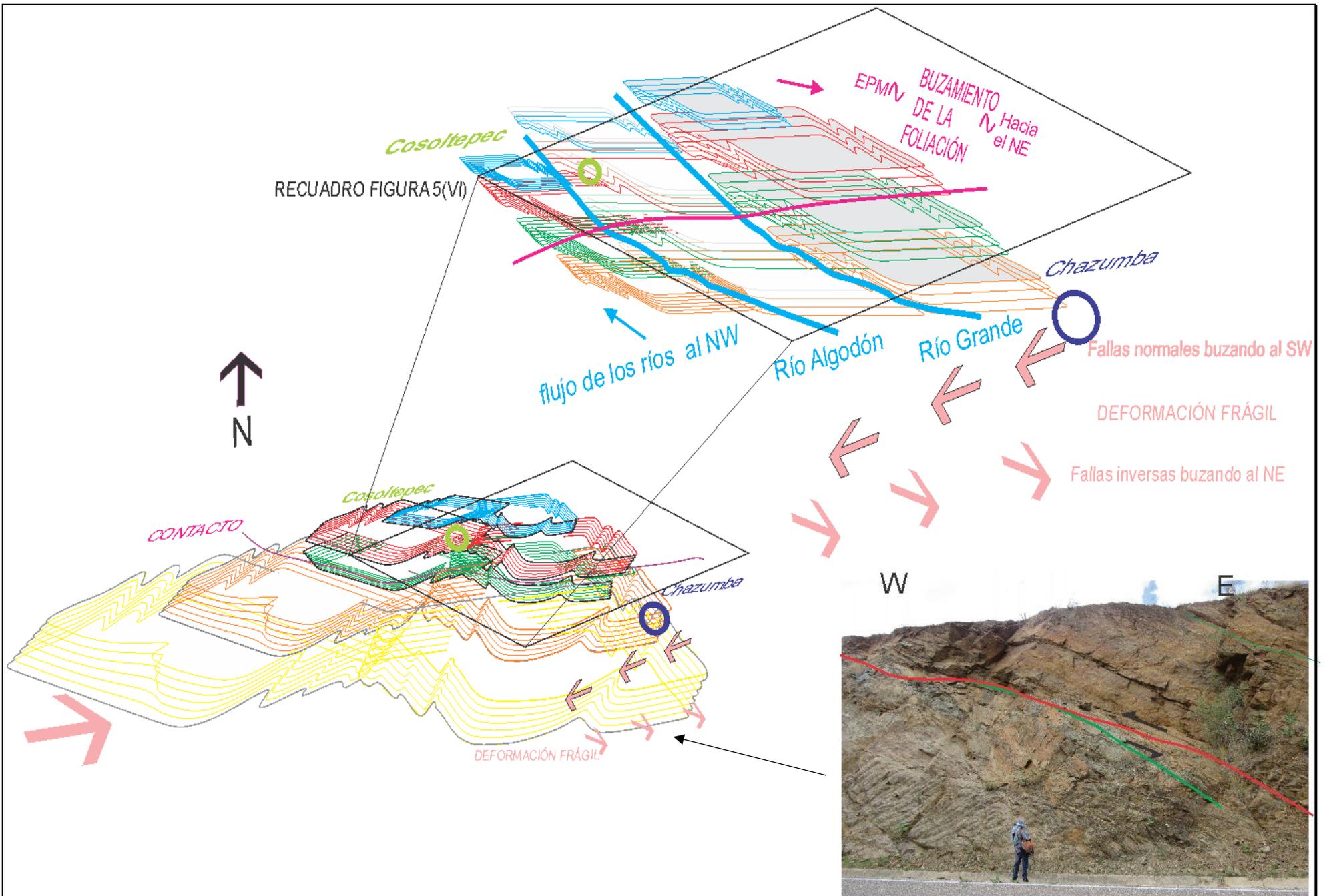


**Figura 2 (VI):** Esquema de la evolución tectónica del área de estudio de las siguientes sucesiones de estructuras en régimen dúctil, en el que se muestran los principales acontecimientos que afectaron al Litodema Chazumba y en menor medida a la Formación Cosoltepec.



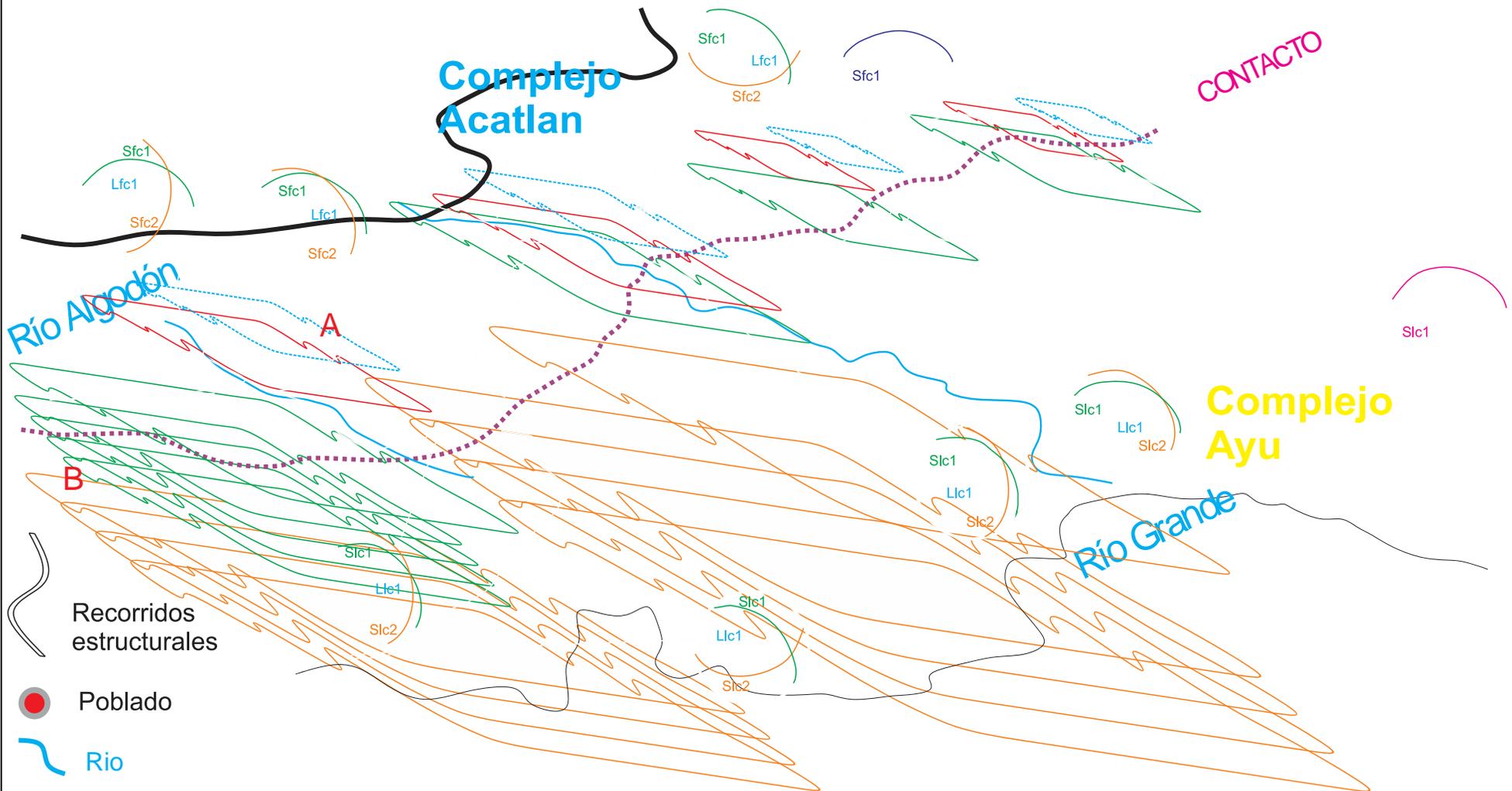
**Figura 3 (VI):** Esquema de la evolución tectónica del área de estudio de las últimas sucesiones de estructuras en régimen dúctil, en el que se muestran las principales vergencias coincidentes para el Litodema Chazumba y la Formación Cosoltepec.

Correspondencia al autor: E-mail: [lacombitaa@unal.edu.co](mailto:lacombitaa@unal.edu.co)



**Figura 4 (VI):** Esquema de la evolución tectónica del área de estudio de las principales sucesiones de estructuras en régimen frágil-dúctil y frágil, en el que afectaron tanto al Litodema Chazumba y como a la Formación Cosoltepec.

La disposición actual de los cuerpos de roca muestra como el contacto que han trazado varios autores (e.g. Ortega-Gutierrez 1978, Helbig et al., 2012, y Kirsch et al., 2014) no necesariamente muestra un límite entre ambas unidades (Litodema Chazumba como la Formación Cosoltepec), se aprecia como litologías como la anfibolita y como la cuarcita atraviesan dicho contacto debido a lo que se supone en este trabajo fue por fallamiento frágil.



**Figura 5 (VI):** Esquema de una posible disposición actual de las capas de roca en el área de estudio de ambas unidades, en el que se muestran las principales litologías predominantes y sus vergencias estructurales, las cuales coinciden tanto en el Litodema Chazumba como en la Formación Cosoltepec.

## ***Metamorphic Core Complex (MCC) en el área de investigación***

El área de estudio ha sido interpretada como un *Metamorphic Core Complex* (MCC) por Helbig *et al.*, (2012), debido a los supuestos cuerpos de roca milonítica en la zona. Los MCC son estructuras en la cual la extensión de la litosfera de la Tierra es considerable y son procesos fundamentales que dan forma al semblante del planeta. La extensión y ruptura de la litosfera continental y que abarca la corteza media (Cooper, 2010) es clave para comprender la evolución de los continentes y del planeta; pero además brindan una oportunidad única para investigar los procesos de la corteza más abisal (Bendick, 2009). El concepto del "complejo del núcleo metamórfico" se desarrolló por primera vez en la Cordillera de América del Norte (Proffett, *et al.*, 1977), en parte por su estilo estructural y tectónico distintivo en forma de domo (Lister, 1993), en términos de una "infraestructura" dúctil cubierta por una "supraestructura" competente y frágil, que están separada por una discontinuidad tectónica, desarrollada regionalmente y ornamentado con milonita y cataclasita (Johnson, 2006). Armstrong, *et al.*, 1982, imaginaron el despegue que se elevaba hacia la superficie de la Tierra como resultado del adelgazamiento de la capa frágil que los cubría, pero pensaron que la fallas acumulaban poco desplazamiento en el proceso. Varios trabajos habían reconocido que tenían algunas de las características de las fallas normales, y que eran una respuesta a la extensión horizontal y adelgazamiento vertical de la corteza (*e.g.*, Dixon, 1975). Así, hay varios aspectos geológicos muy característicos de los MCC que se pueden evaluar sobre el área de estudio muy necesarios para que exista una compensación isostática y una zona de despegue marcada, que facilita el afloramiento de rocas con un comportamiento clásico de dichos complejos:

1. Los MCC contienen cuerpos sustanciales de granito y otras rocas plutónicas en sus núcleos, cuerpos que pueden llegar a medir como mínimo más de 10 km en área (Platt *et al.*, 2011); y por lo tanto tener una extensión considerable necesaria para que pueda llegar a aflorar rocas ígneas (Rey *et al.*, 2009) (en muy pocos casos roca metamórfica); así, es evidente que la extensión no es considerable para que exista una compensación isostática que logre generar una zona de despegue característica de los MCC.
2. Por otro lado, la forma de domo que caracteriza la mayoría de núcleos de los MCC (Kruckenberg *et al.*, 2011) en la mayoría de los casos se eleva por encima de la superficie circundantes hasta de 2km (Platt *et al.*, 2015). algo que no se ve en el área de estudio, de hecho, estos cuerpos de roca están en topografías bajas.
3. Los MCC de Norteamérica, presentan características estructurales y litológicas similares a las encontradas desde el estado de Sonora (Nourse *et al.*, 1994) hasta Arizona. El *footwall* está compuesto de rocas ígneas y metamórficas del Proterozoico. El *hanging-wall* está compuesto principalmente de roca sedimentaria (caliza) del Mioceno inferior, con configuración estructural de fallas normales de bajo ángulo (Lavier *et al.*, 1999) con características sedimentológicas de abanicos aluviales y lagos, con facies tanto fluviales como lacustres y menores contribuciones volcánicas (Granillo *et al.*, 2003). Para la zona de investigación, las edades de intrusión de los cuerpos ígneos o migmatíticos en toda el área son mucho más jóvenes, no afloran rocas Proterozoicas; además, el *hanging-wall* serían rocas metamórficas, las cuales, lo común son esquistos micáceos intercalados con metapsamitas.
4. Las edades de exhumación para la mayoría de los MCC (Dunkl, 1998), y en general los de América del norte, están entre los 26 a 12 Ma, (Granillo, *et al.*, 2003) y el engrosamiento previo fue producido por la

orogenia Laramide (que abarca el Cretácico), en la zona de investigación, las edades de exhumación están calculadas en edades más antiguas (Keppie *et al.*, 2004) y todo el sistema de subducción mucho más anterior.

5. La mayoría, y posiblemente todos los MCC continentales se producen en regiones que han experimentado un engrosamiento cortical por tectónica convergente, asociada con zonas de subducción, colisión continental o contracción de la zona de *Back-Arc*. Aunque la tectónica del *Basin and Range* (Sullivan *et al.*, 2007) en México se extiende hacia el sur, en el cinturón volcánico transmexicano y probablemente hasta Oaxaca (Henry y Aranda-Gómez, 2000), no se conocen MCC al sur, lo que sugiere que la extensión de la corteza terciaria está parcialmente controlada por estructuras heredadas y una corteza demasiado engrosada (Coney y Harms, 1984).

6. Otro factor importante a tomar en cuenta es la localización de la “zona de despegue” de los elementos esenciales de un MCC; dicha zona limita una superficie suprayacente de fallas frágiles, el *hanging-wall*, de varios metros a decenas de metros de rocas cataclásticas y en su parte inferior inmediata, conocida como el “*footwall*”, a su vez subyacente una zona de milonita dúctil y ultramilonita, que puede tener cientos o miles de metros de grosor; que se extiende hacia abajo al núcleo metamórfico (Davis *et al.*, 2004); para la zona de investigación, Helbig *et al.*, (2012), da a entender que la zona de despegue estaría entre la unidad Chazumba y la unidad Cosoltepec, pero los modelos típicos de un MCC muestran que toda la roca por debajo de este límite esta milonitizada hasta llegar al núcleo que igualmente ha sufrido deformación, la roca milonitizada es algo que no se aprecia en campo, ni mucho menos su continuidad hasta el posible núcleo.

7. La falla de despegue (*detachment fault*) está cubierto por rocas del “*hanging-wall*” que no están metamorfoseadas o tienen un grado significativamente más bajo que el núcleo metamórfico (Davis *et al.*, 2004), o en este caso como lo propone Helbig *et al.*, (2012), entre las unidades Chazumba y Cosoltepec. Así, el contraste de fuerzas debería ser relativamente alta entre la corteza inferior dúctil y la corteza superior frágil, algo que debería estar marcado por factores como los de tipo litológico, esto es, una diferencia litológica entre las unidades por encima y por debajo sería necesario para que se facilite el despegue (Goodliffe, 2001). Después de haber hecho un trabajo de petrografía entre dichas unidades, se concluye que el contraste de litología no está muy claro entre Chazumba y Cosoltepec, a diferencia del clásico MCC en el cual la roca suprayacente al despegue está compuesta por sedimentos poco competentes y la roca en la parte inferior es de tipo ígneo y en muy pocos casos roca metamórfica (Platt *et al.*, 2015).

Con todos los factores anteriormente mencionados, es poco probable que lo que el área de estudio tenga el estilo distintivo con características típicas de los *Metamorphic Core Complex*.

## Referencias Bibliográficas

**Armstrong, R.L.** 1982. Cordilleran metamorphic core complexes—from Arizona to southern Canada: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 10, 129–154.

**Bendick, R.**, 2009, Dinamic models for metamorphic core complex formation and scaling: the role unchanneled collapse of thickened continental crust: Tectonophysics, 12, 45–57.

**Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J.**, 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences 20, 1040–1051.

**Centeno-García ;M. Guerrero-Suastegui ; O. Talavera-Mendoza**, 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. Geological Society of America, 2008. 436. 279–308.

**Centeno-García, E. y Silva-Romo, G.** Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic–Jurassic time. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 14 (2): 244–260 (1997).

**Coney, P.J., Harms, T.A.**, 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. Geology 12, 550–554.

**Cooper, F.**, 2010. Rheological transitions in the middle crust: insights from Cordilleran metamorphic core complexes: Solid Earth and Discussions, 8, 199–215.

**Davis, G.H., Constenius, K.N., Dickinson, W.R.**, 2004. Fault and fault-rock characteristics associated with Cenozoic extension and core-complex evolution in the Catalina–Rincon region, southeastern Arizona: Geological Society of America Bulletin, 116, 128–141.

**Dickinson, W. R. y Lawton, T. F.** Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of America Bulletin 113 (9): 1142–1160 (2001).

**Dixon, J.M.** 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures: Tectonophysics, 28, 89–124.

**Dunkl, I.**, 1998, Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall syn-rift sediments: an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps: Tectonophysics, 297, 31–50.

**Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F.** Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. Tectonics 21 (3): 1–18 (2002).

**Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., y Iriondo, A.** La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. Grandes Fronteras Tectónicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario 57 (1) :83–109 (2005).

**Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and CarrascoNúñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, v. 27, no. 4, p. 303–306.**

**Galaz, G., Keppie, J. D., 2013. Mafic forearc cumulates and associated rocks in the central high-pressure belt of the Acatlán Complex of southern México: geochemical constraints. *International Geology Review*. 2013, v. 55, 1401–1417.**

**Goodliffe, M., 2001, Metamorphic core complex formation by density inversion and lower-crust extrusion: *Nature*, 411, 930–934.**

**Granillo, T. Calmus, 2003. Mazatan metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences* 16, 193–204.**

**Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., y 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), p. 910–927.**

**Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy B., 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 (2013), 863–881.**

**Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000. Plate interactions control middle late Miocene, proto-Gulf and basin and range extension in the southern basin and range. *Tectonophysics* 318, 1–26.**

**Johnson, BJ, 2006, Extensional shear zones, granitic melts, and normal fault links that surpass the central metamorphic complex of Shuswap, British Columbia: *Bulletin of the Geological Society of America*, 118, 366–382.**

**Kapp, P., Manning, C.E., Tropper, P., 2009, Phase-equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite–rutile equilibria: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 27, p. 509–521.**

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

**Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., y 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), p. 277–290.**

**Keppie, J.D., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T. E., Storey, C., and Murphy, J.B., 2006, Detrital zircon data from the eastern Mixteco terrane: Evidence for an Ordovician–Mississippian continental rise and a Permo–Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia: *International Geology Review*, 48, p. 97–111.**

**Keppie, J.D., Sandberg, C., Miller, B.V., Sánchez-Zavala, J.L., Nance, R. D., y Poole, F.G. Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U–Pb SHRIMP Data from the Tecamate Formation to Re-dating Tectonothermal Events in the Acatlán Complex, Southern Mexico. *International Geology Review* 46 (8): 745–753 (2004b).**

**Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B. V., Fox, D., Powell, J., Mumma, S., y Lee, J. W. K.** Mid-Jurassic Tectonothermal Event Super-posed on a Paleozoic Geological Record in the Acatlán Complex of Southern Mexico: Hot spot Activity During the Break up of Pangea. *GondwanaResearch* 7:239–260 (2004a).

**Keppie, J. D., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., ElíasHerrera, M., and Nance, R. D., 2003b,** Paleozoic and Precambrian rocks of southern Mexico—Acatlán and Oaxacan complexes, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trip of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–10, 2003: Mexico. DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field Trip 12, p. 281–314.*

**Keppie, J. D., and Ramos, V. S., 1999,** *Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic,* Ramos, V. S., and Keppie, J. D., eds. *Laurentia–Gondwana connections before Pangea: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper 336, p. 267–276.*

**Kirsch, M., Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Lee, J.K.W y Solari, L.A. (2014).** A Late Triassic tectonothermal event in the eastern Acatlan Complex, southern Mexico, Synchronous with a magmatic arc hiatus: The result of flat-slab subduction?. *Geological Society of America Bulletin*. Vol 6. p. 63–79.

**Kirsch, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., y Lee, J.K.W.** Arc plutonism in a transtensional regime: the late Palaeozoic Totoltepec pluton, Acatlán Complex, southern Mexico. *International Geology Review* (2012a)

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

**Kruckenber, S. C., Vanderhaeghe, O., Fere, E. C., Teysier, C., Whitney, D. L., 2011,** Flow of partially molten crust and the internal dynamics of a migmatite dome, Naxos, Greece: *Tectonics* 30, 1–24.

**Lavier, L.L., Buck, W.R., Poliakov, A.N., 1999.** Self-consistent rolling hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults: *Geology*, 27, 1127–1130.

**Lister, G., 1993,** Plutonism and the origin of metamorphic core complexes: *GEOLOGY*, 21, 607–610.

**Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., y Dostal, J. 2006.** Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and break up of Pangea. *Geology* 34: 857–860.

**Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994.** Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics* 13, 1161–1182.

**Ordoñez, E., 1905,** *Las arcaicas de México: y Revista de la Sociedad Científica “Antonio Alzate” (Mexico), 22, 315–331.*

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

**Ortega-Gutiérrez, F., 1981,** Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: *geofísica internacional*. 1981, 20, 177–202.

**O**rtega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca: Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 2(2), p. 112-131.

**O**rtega-Gutiérrez, F., 1975, The Pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico [Ph.D. Thesis]: UK, University of Leeds.

**O**rtega -Gutiérrez, F., 1974, Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla Boletín de la sociedad Geológica Mexicana. 1974, 25, 1-6.

**P**asschier, C W., Myers, J.S., and Kroner, A., 1990, Field Geology of High-Grade Terrains. Berlin, Springer- Verlag. 150.

**P**asschier, C W., and Trouw, R.A.J, 1996, Microtectonics. Berlin, Springer- Verlag, 289.

**P**latt, J., 2015, Metamorphic core complexes: windows into the mechanics and rheology of the crust: Journal of the Geological Society, 172, 9 -27.

**P**latt, J.P. & Behr, W.M. 2011. Grainsize evolution in ductile shear zones: Implications for strain localization and the strength of the lithosphere: Journal of Structural Geology, 33, 537-550.

**P**owell, J.T., Nance, R.D., Keppie, J.D. and Ortega-Gutierrez, F. (1999) Tectonic significance of the Magdalena Migmatite, Acatlán Complex, southern Mexico. Geol. SOC. Amer. Abst. Prog., v. 31, p. A294.

**P**roffett, J.M. 1977. Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting: Geological Society of America Bulletin, 88, 247-266.

**P**roffett s, V.A., Cristallini, E.O., and Pérez, D.J., 2002, The Pangean flat-slab of the Central Andes: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 59-78.

**R**amos-Arias, M. A., Keppie, J. D., 2011. U-Pb Neoproterozoic-Ordovician protolith age constraints for high- to medium-pressure rocks thrust over low-grade metamorphic rocks in the Xcamilpa area, Acatlán Complex, southern México. Canadian Journal of Earth Sciences, 2011, 48(1): 45-61.

**R**amos-Arias, M. A., Keppie, J. D., Millar, B.V., Nance, D. y Dostal, J. 2006. Análisis de estructuras del Paleozoico Tardío en el área de Patlanoaya-Las Minas, Puebla, Complejo Acatlán, Sur de México: Deformación extensional en el Paleopacífico, antes o durante la amalgama de Pangea, Reunion anual UGM, Puerto Vallarta, Libro de Resúmenes. pp192.

**R**ey, P., Teyssier, c., 2009, Extension rates, crustal melting, and core complex dynamics: Geological Society of America, 37, 391-394.

**R**amírez-Espinosa, J. (2001) Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system: Ph.D. thesis, Univ. Arizona, 170p.

**R**amsay, J. G., and Lisle, R. L., 2000. The Techniques of Modern Structures Geology: Volume 3: Application of continuums mechanics in structural Geology: New York, Academic Press.

**R**amsay, J. G., and Huber, M.I. 1987, The Techniques of Modern Structures Geology: Volume 2: Folds and fractures: New York, Academic Press, (308-700) 392.

**Ramsay, J. G., and Huber, M.I.** 1983, *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume 1: Strain Analysis*: New York, Academic Press, (1-307) 307.

**Ramsay, J. G.,** 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc Graw-HILL, New York.

**Sánchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J. D., Jenner, G. A., Belousova, E., and Macías-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*, v. 46, p. 1005–1021.

**Schleicher, A.M., van der Pluijm, B.A., Warr, L.N.,** 2012. Chlorite–smectite clay minerals and fault behavior: New evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core: *Lithosphere*, 4, 209–220.

**Spear, F.S.,** 1993, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths*: Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 799 p

**Sullivan, W. A. and Snoke, A. W.,** 2007, Comparative anatomy of core complex development in the northeastern Great Basin, USA, *Rocky Mountain: Geology*, 42, 1–29.

**Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, R., and 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*, v. 235, p. 682–699.

**Tolson, G.,** 2007, The Chacalapa fault, southern Oaxaca, México, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*: Geological Society of America Special Paper 422, p. 343–357.

**Torres de León, R., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., y Martens, U.** 2012. The Chortis Block–south western Mexico connections: U-Pb zircon geochronology constraints. *American Journal of Science*. 2012. 312: 288–313.

**Torres, R., Ruiz, J., y Patchett, P.J.** Permo-Triassic continental arc in Eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Geological Society of America Special Paper*. 1999, 340:191–196.

**Vega-Granillo, R., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., y 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*. 2009, 28: 1–25.

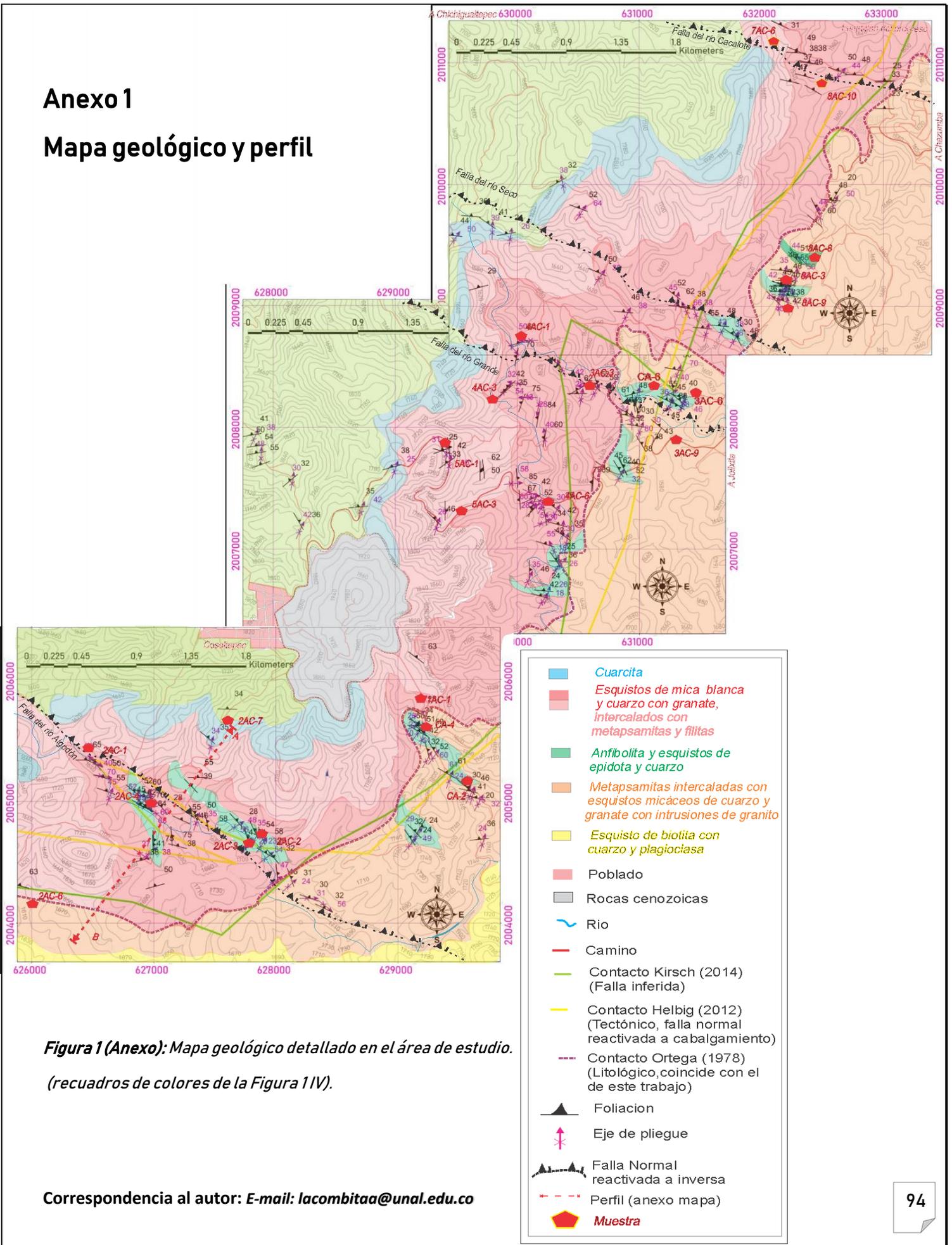
**Yáñez, P., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., y Gehrels, G.E.,** 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American Tectonics. *Geological Society of America Bulletin* 103 (6): 817–828.

<https://www.inegi.org.mx/temas/imagenes/espaciomapa/>



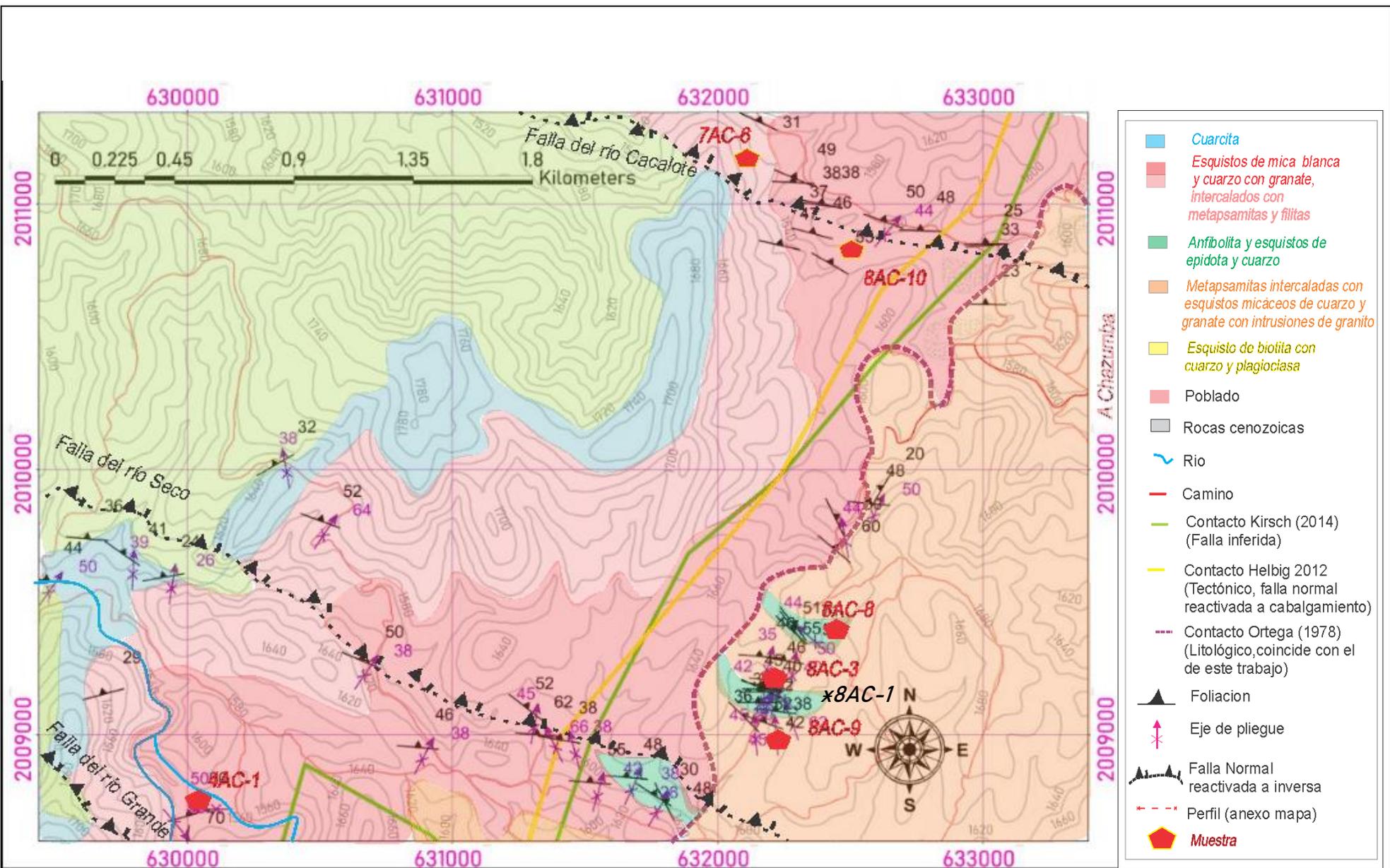
# Anexo 1

## Mapa geológico y perfil

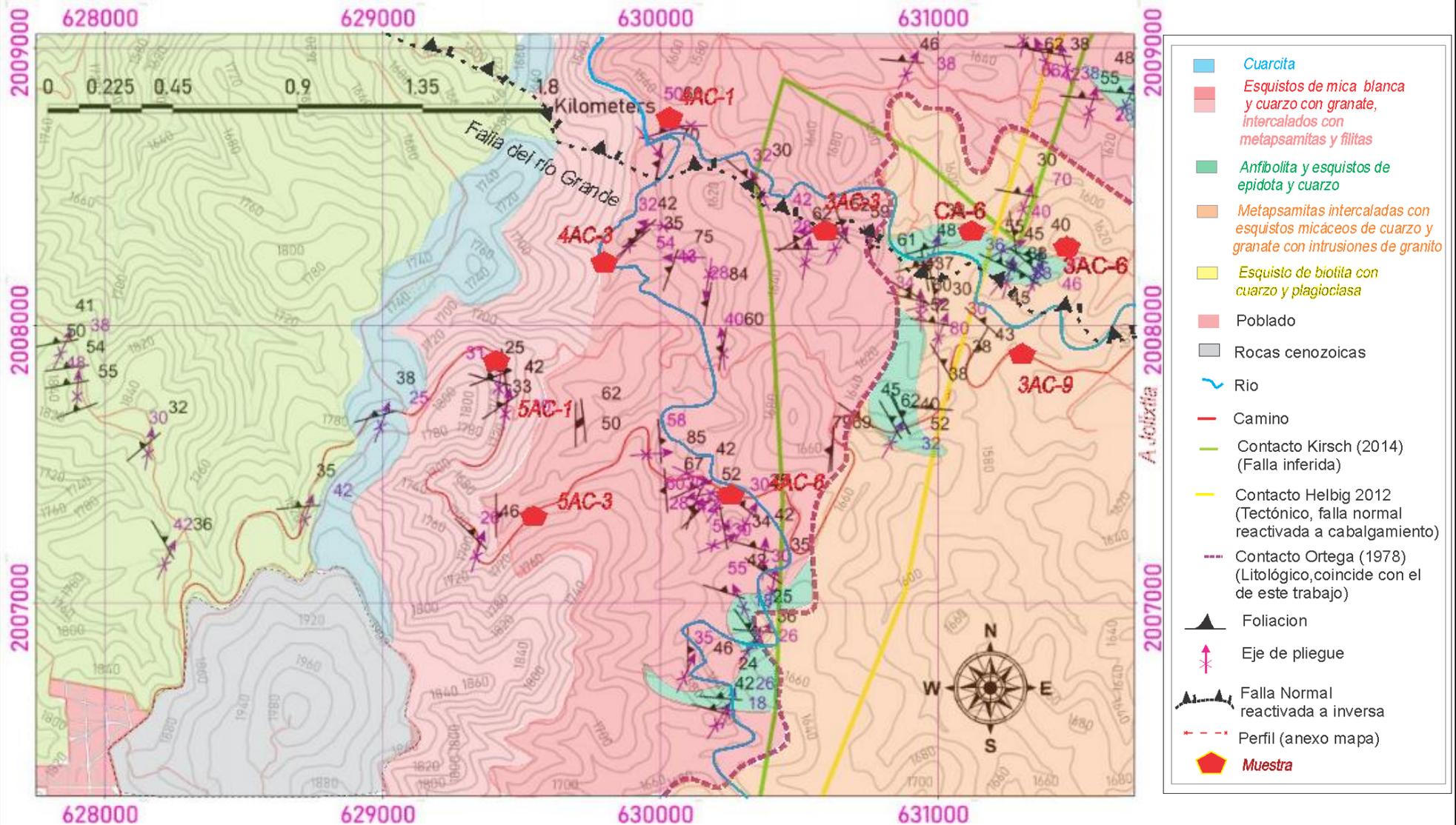


**Figura 1 (Anexo):** Mapa geológico detallado en el área de estudio. (recuadros de colores de la Figura 1IV).

Correspondencia al autor: E-mail: [lacombitaa@unal.edu.co](mailto:lacombitaa@unal.edu.co)

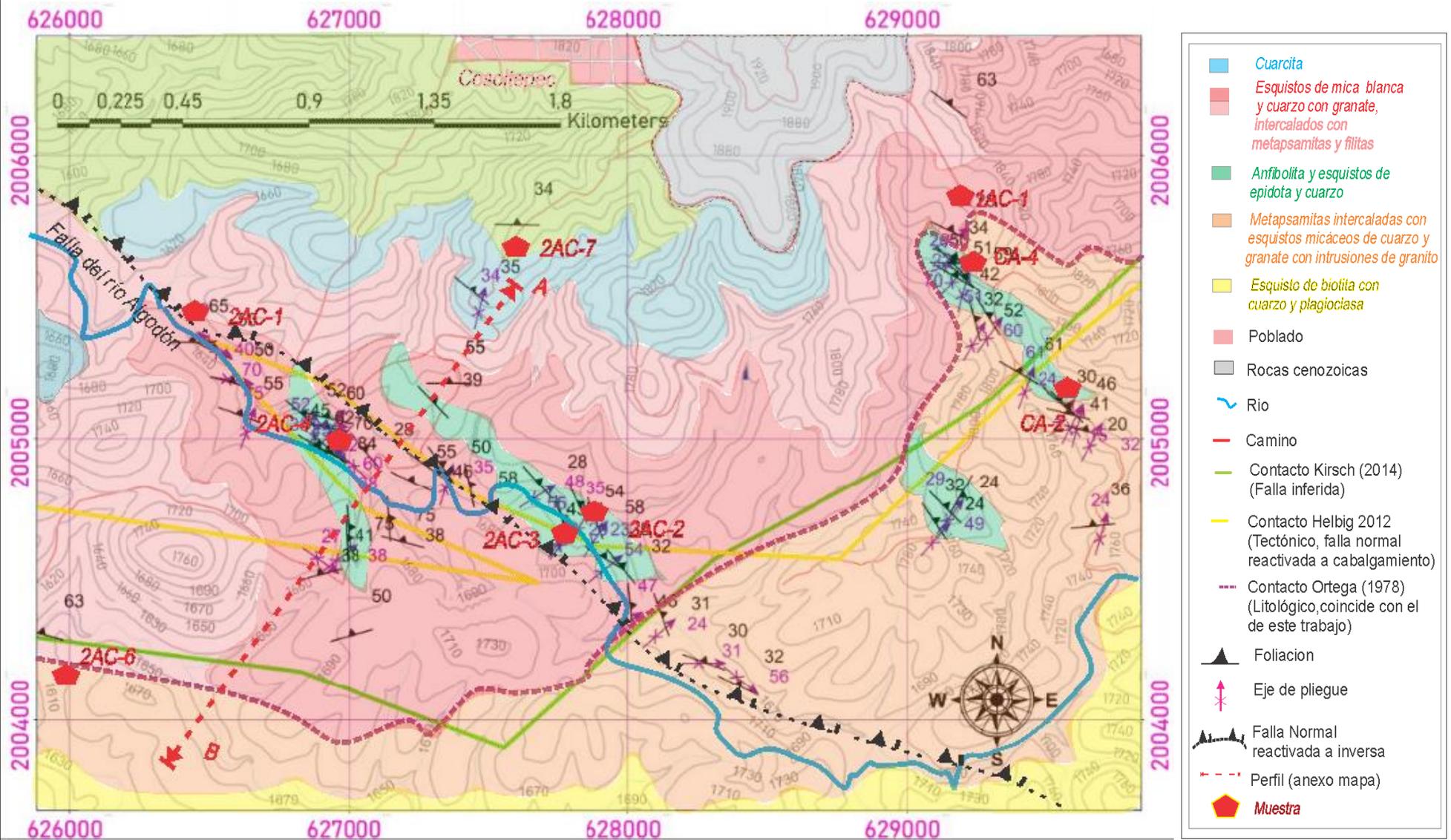


**Figura 2 (Anexo):** Ampliación del recuadro superior del mapa geológico detallado en el área de estudio de la Figura 1 (Anexo). (recuadros de color rojo de la Figura 1 IV).



**Figura 3 (Anexo):** Ampliación del recuadro medio del mapa geológico detallado en el área de estudio de la Figura 1 (Anexo). (recuadros de color azul de la Figura 1 IV).

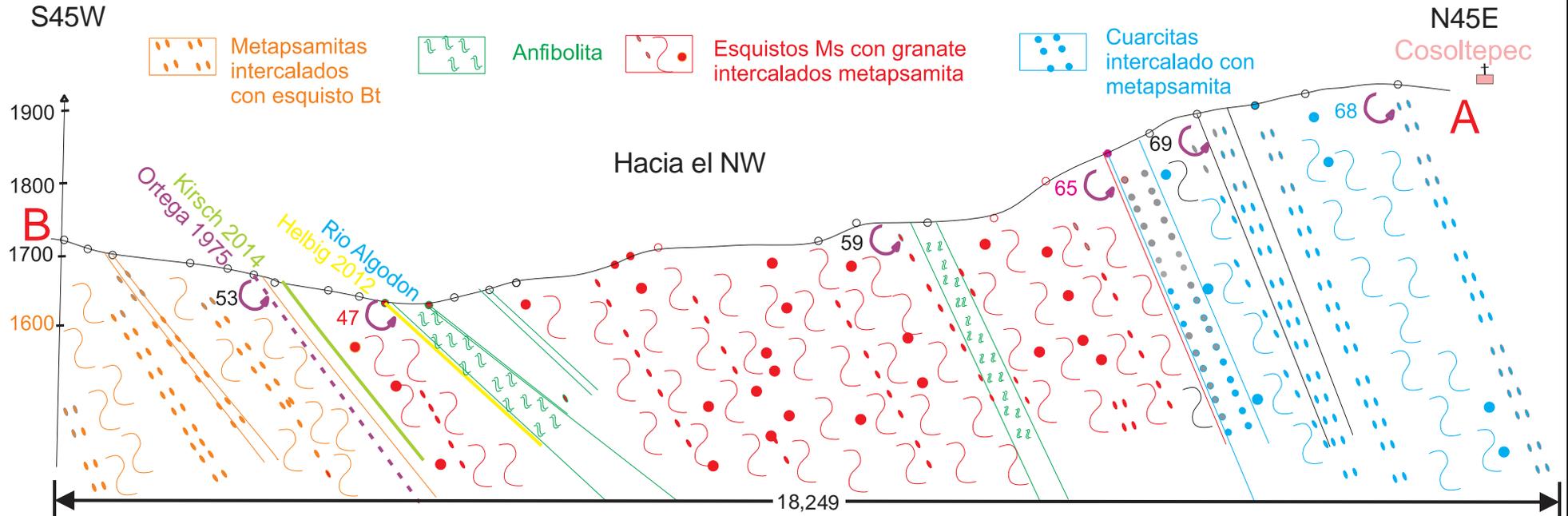
Correspondencia al autor: E-mail: [lacombitaa@unal.edu.co](mailto:lacombitaa@unal.edu.co)



**Figura 4 (Anexo):** Ampliación del recuadro inferior del mapa geológico detallado en el área de estudio de la Figura 1 (Anexo). (recuadros de color amarillo de la Figura 1IV).

Correspondencia al autor: E-mail: [lacombitaa@unal.edu.co](mailto:lacombitaa@unal.edu.co)

Al trazar un perfil de casi 2km de manera que se incluyan las dos unidades trabajadas, tanto el Litodema Chazumba como la Formación Cosoltepec, se ve como efectivamente el cambio litológico (mineralógico) no es radical y por el contrario como se aprecia en la Figura 6 (VI) es progresivo hacia litologías que hablan de una secuencia sedimentaria que incluye ambas unidades.



**Figura 5 (Anexo):** Perfil detallado A-B señalado en la Figura 1 (Anexo) por más de 1,8 km, en el área de estudio que atraviesa ambas unidades, en el que se muestran las principales litologías predominantes y algunos datos estructurales de buzamiento (exageración vertical 1.5X).

## Anexo 2

### Petrografía

## LABORATORIO

### PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>03</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b>4 AC-1</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 1 y 2 <b>ZONA:</b> 1
<b>TEXTURA:</b> Granolepidoblastica	<b>Clasificación unidad:</b> Chazumba	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> Anfibolita.		
<b>PARAGENESIS:</b> Cuarzo, ± mica blanca, ± granate + Biotita		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Cuarcita con mica y granate</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0630047</i> <i>Y: 2008720</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>245/66NW</i>
<b>METAMORFISMO:</b> Orogénico	<b>PROTOLITO:</b> Sedimentario	

#### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Granate</i>	<i>11</i>	<i>cuarzo</i>	<i>20</i>	<i>Circón</i>	<i>5</i>
<i>Cuarzo</i>	<i>4</i>	<i>Mica blanca</i>	<i>17</i>	<i>Apatito</i>	<i>4</i>
<i>Ilmenita</i>	<i>2</i>	<i>biotita</i>	<i>9</i>		
		<i>Plagioclasa (Albita)</i>	<i>5</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Rutilo</i>	<i>2</i>	<i>Óxidos</i>	<i>2</i>	<i>Clorita</i>	<i>2</i>
<i>Mica blanca</i>		<i>Materia orgánica</i>	<i>5</i>	<i>Óxidos (de la biotita)</i>	<i>4</i>
<i>Biotita</i>				<i>Titanita</i>	<i>6</i>
<i>Cuarzo</i>				<i>Turmalina</i>	<i>2</i>
<i>Granate (seudomorfo)</i>					

#### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>x</i>		
<i>Mica blanca</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>x</i>		
<i>clorita</i>				<i>X</i>	
<i>Rutilo</i>		<i>X</i>			
<i>Granate seudomorfo</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Óxidos</i>				<i>X</i>	<i>X</i>

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X	X	X	
<i>Granate <u>seudomorfo</u></i>		X	X	X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El cuarzo; presenta en la matriz y como venas, recristalizado indicando un proceso metamórfico de deformación dúctil, esto es, al recristalizar el cuarzo se reduce la porosidad y así el agua*

*Presente favorece a dicha recristalización e influyendo de manera decisiva en el estilo de la deformación. los granos muestran signo de deformación como la extinción ondulante, una orientación cristalográfica preferente y un tamaño de grano bastante no uniforme.*

*El rutilo está muy alterado y deformado con bordes muy removidos y de titanita. ... ?*

*La biotita NO aparece con la misma orientación que la mica blanca que es más abundante, parece ser un evento Diferente, además que se presenta en una cantidad muy disminuida en comparación a la mica blanca. Sin o con poca alteración a clorita y si a óxidos. Al ser un mineral que se forma a mayor temperatura podría ser debido a la Un evento posterior, y por el contrario la mica blanca muy anterior. Y, además, la mica biotita se presenta De color café a rojo indicando posiblemente altas temperaturas.*

*La mica blanca parece tener una orientación preferencial, pero no única, debido a que hay otra orientación que podría coincidir con la de la biotita. tiene un relieve más alto de lo normal,*

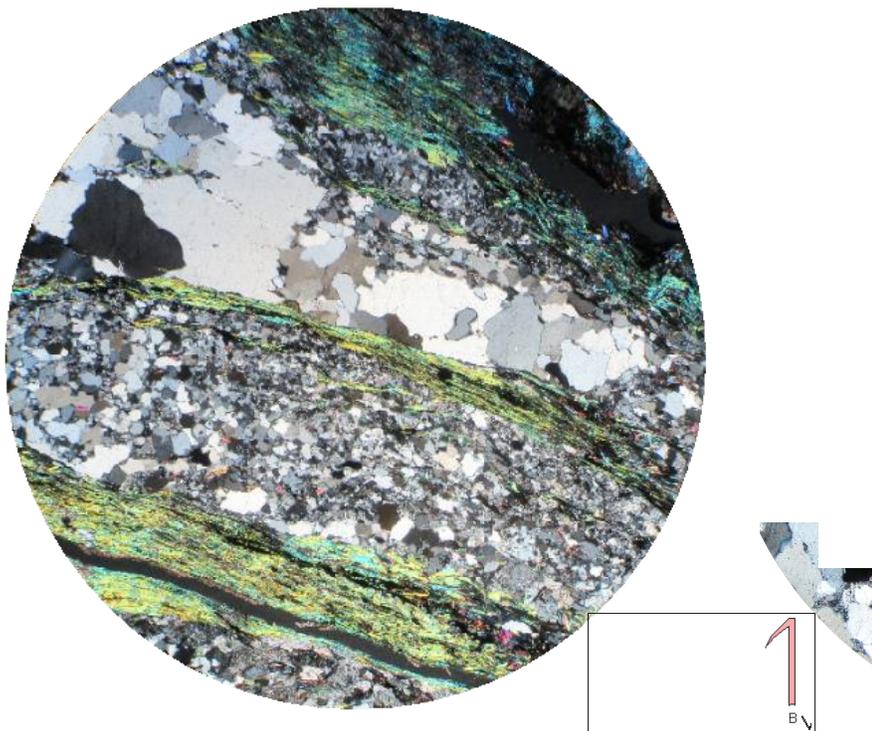
*El granate (seudomorfo) tiene índices cinemáticos que indican varios eventos, tanto post-tectónicos como syn-tectónicos. (formación del mineral fueron sincrónicos),*

*Los óxidos están con la misma orientación preferencial que la promedio, con forma anhedral.*

*La clorita es producto de la alteración del granate y de la mica biotita, en cantidades muy menores.*

*Plagioclasa muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración,*

*La turmalina con su color característico azul turquesa, de tamaño de grano muy pequeño muy escasa.*



*Figura 1 del anexo (arriba): donde se ve claramente la deformación de tipo dúctil de la roca 4AC-1. Un granate rotado (derecha) dando la dirección cinemática de tipo dextral o a favor de las manecillas del reloj y syn-tectónico con rotación hasta de 3 vueltas completas (Figura 11 IV). Y (izquierda) sección delgada mostrando la composición promedio donde se ve el tamaño de grano del cuarzo muy variado, de mediano a grande y la mica blanca el segundo mineral más abundante. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia (6mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 265/66 hacia el NW, mirando hacia el sur-Suroeste, que coincide con la dirección de la deformación en la zona (1). El esquema (centro) muestra la cima y el lado hacia donde buzaban los folios (B).*

*Figura 2 del anexo (abajo): muestra de mano de la roca 4AC-1. Donde se ve su aspecto poco intemperizado y poco fracturado, muy competente que genera morfología con pendientes topografía altas y no redondeadas. La escala una moneda diez pesos (Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>03</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <div style="font-size: 2em; font-weight: bold; text-align: center;">3 AC-9</div>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Paralelos	<b>No. FIGURA:</b> 3 y 4 <b>ZONA:</b> 1
<b>TEXTURA:</b> Granolepidoblastica		<b>Clasificación unidad:</b> Chazumba
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> Esquistos verdes		
<b>PARAGENESIS:</b> Cuarzo ± mica biotita ± mica blanca		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Metapsamita con mica biotita</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0631199</i> <i>Y: 2007995</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento:</i> <i>310/45 hacia el NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> Orogénico	<b>PROTOLITO:</b> Sedimentario	

**COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 5 CAMPOS VISUALES)**

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	4	<i>cuarzo</i>	29	<i>Circón</i>	3
		<i>Mica blanca</i>	5	<i>Apatito</i>	8
		<i>biotita</i>	26		
		<i>Clorita</i>			
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	2	<i>Clorita</i>	6
<i>Mica blanca</i>				<i>Óxidos (de la biotita)</i>	8
<i>Biotita</i>				<i>Titanita</i>	5
<i>Ilmenita</i>	4				

**OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA PROCESOS METAMORFICOS**

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	X	X	X		
<i>Mica blanca</i>		X			
<i>Biotita</i>		X	X		
<i>clorita</i>				X	
<i>Óxidos</i>				X	X
<i>Ilmenita</i>			X		

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El cuarzo se presenta como recrystalizado de una evidente zona de deformación dúctil,*

*Además, con bordes de los subgranos irregulares indicando recrystalización dinámica. El tamaño de grano de este Mineral parece ser muy irregular, de grande a mediano,*

*La biotita: Su color varía entre verde a café, lo que podría Indicar temperaturas de formación de medias a bajas. sin la misma orientación que la mica blanca que es menos abundante, parece ser un evento diferente, además se presenta alterada a clorita en porcentaje bajo y más rodeada de óxidos,*

*Los óxidos están con la misma orientación preferencial que la promedio, con forma anhedral. Y algunos atraviesas Las micas indicando que son de introducción.*

*La clorita es producto de la alteración de la mica biotita, deducida por pseudomorfos de esta mica, pero en Porcentaje bajo, lo que indica que dicha mica se ve más alterada por la oxidación tal vez por intemperismo.*

*La mica blanca se presenta en porcentajes muy bajos y tiene un relieve más bajo de lo normal, parece tener una orientación preferencial, diferente a la de la mica biotita en algunas ocasiones menores en la misma dirección.*



*Figura 3 del anexo (arriba derecha): donde se ve la composición mineralógica promedio y la deformación de tipo dúctil de la roca 3C-9, en nicoles paralelos (de la sección delgada de la Figura 20 IV), lo oscuro es mica biotita, lo negro son óxidos y lo más claro es cuarzo. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia(6mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 310/45 hacia el NE, mirando hacia el sur-Sureste. El esquema (centro) muestra la cima y el lado hacia donde buzanan los folios (B).*

*Figura 4 del anexo (arriba izquierda): muestra de mano de la roca 2AC-6. Donde se ve su aspecto intemperizado, y muy fracturado con la misma forma de los pliegues, generando relieves altos pero redondeados. La escala una moneda diez pesos (Mx).*

# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>27</i>	<b>MES</b> <i>03</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <i>3CA-6</i>	<b>OBJETIVO:</b> <i>4X</i> <b>NICOLES:</b> <i>Paralelo</i>	<b>No. FIGURA:</b> <i>5 y 6</i> <b>ZONA:</b> <i>1</i>
<b>TEXTURA:</b> <i>Granolepidoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>Contacto</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Esquistos verdes</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>Cuarzo ± mica blanca ± mica biotita</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de mica blanca y cuarzo</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0630937</i> <i>Y: 2008100</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>350/54NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>Orogénico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>Sedimentario</i>	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 5 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Cuarzo</i>	<i>3</i>	<i>Cuarzo</i>	<i>22</i>	<i>Circón</i>	<i>4</i>
<i>Clorita</i>	<i>5</i>	<i>Mica blanca</i>	<i>28</i>	<i>Apatitos</i>	<i>7</i>
		<i>Carbonatos</i>	<i>6</i>		
		<i>Biotita</i>	<i>9</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	<i>9</i>	<i>Clorita</i>	<i>2</i>
<i>Mica biotita</i>				<i>Titanita</i>	<i>5</i>
<i>Mica blanca</i>					
<i>Clorita</i>					

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Clorita</i>			<i>X</i>	<i>X</i>	
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Mica blanca</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Óxidos</i>					<i>X</i>
<i>Carbonatos</i>					<i>X</i>

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Clorita</i>				X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

**Carbonatos:** en una baja cantidad y en medio de los granos de los demás minerales lo que indica que es de Introducción.

**Biotita:** cantidades muy menores y bien conservadas, lo que indica que son posteriores, no han sufrido gran Alteración y que son posteriores a la mica blanca en algunos casos.

**El cuarzo** se presenta en la matriz, los granos muestran normalmente algún signo de deformación, una Orientación y se reconocen los pliegues que el mineral forma de manera muy evidente, el tamaño de grano es poco Uniforme, con extinción ondulante en los de dimensiones mayores.

**La clorita:** es producto de la alteración probablemente de la biotita, aunque en la mayoría de los casos parece Metamórfica, debido a que no presenta un habito que indique que sea un relicto, si no por el contrario su habito acicular.

**Mica blanca:** muy plegada y en varias generaciones, esto es, unas cortando a las de la primera generación (hasta en un S3), las cuales tienen dentro de los folios formados por estas, minerales opacos que son difíciles de reconocer (ver Imagen lo de color más oscuro) posiblemente materia orgánica.

**Titanita** muy escasa de tamaño de grano muy pequeño, lo que la hace difícil de identificar.



**Figura 5 del anexo (arriba derecha):** donde se ve claramente la deformación de tipo metamorfismo dúctil en la roca 3CA-6. en nicoles paralelos (de la Figura 24 IV) mostrando la composición promedio; lo más claro es cuarzo, lo café es mica biotita (su orientación es concordante con la foliación para S3) y lo algo oscuro a gris es mica blanca la cual su orientación es concordante con la foliación para S2. El esquema (centro) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 350/54 hacia el NE, mirando hacia el noroeste. El esquema (centro) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B). Además, se observa la gran cantidad de cuarzo, que junto a los dos tipos de mica forman pliegues en direcciones S1, S2 Y S3; Indicando otro evento diferente de deformación.

**Figura 6 del anexo (arriba izquierda):** muestra de mano de la roca 3CA-6. Donde se ve su aspecto poco intemperizado, y poco fracturado, dando relieves altos y redondeados. Su brillo es debido a las micas tanto biotitas como mica blanca. La escala una moneda diez pesos (Mx).

# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>5</i>	<b>MES</b> <i>03</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b style="font-size: 2em; color: blue;">3CA-3</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Paralelos	<b>No. FIGURA:</b> 7 y 8 <b>ZONA:</b> 1
<b>TEXTURA:</b> Granolepidoblastica	<b>Clasificación unidad:</b> Contacto	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> Anfibolita		
<b>PARAGENESIS:</b> mica blanca + cuarzo + granate + biotita		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de mica blanca, cuarzo y granate</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0630660</i> <i>Y: 2008330</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>310/52NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> orogénico	<b>PROTOLITO:</b> sedimentario	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Cuarzo</i>	<i>3</i>	<i>Biotita</i>	<i>8</i>	<i>Circón</i>	<i>3</i>
<i>Granate</i>	<i>6</i>	<i>Cuarzo</i>	<i>21</i>	<i>Apatitos</i>	<i>9</i>
<i>Clorita</i>	<i>12</i>	<i>Mica blanca</i>	<i>26</i>		
MINERALES METAMORFICOS		DE INTRODUCCION		DE ALTERACION	
<i>Cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	<i>3</i>	<i>Clorita</i>	<i>3</i>
<i>Biotita</i>				<i>Óxidos</i>	<i>4</i>
<i>Granate</i>				<i>Turmalina</i>	<i>2</i>
<i>Clorita</i>					

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Mica blanca</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Clorita</i>			<i>X</i>	<i>X</i>	
<i>Granate</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Óxidos</i>				<i>X</i>	<i>X</i>

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Granate</i>			X	X
<i>Clorita</i>				X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*La biotita se encuentra como matriz en su mayoría de color café, muy escasa y aparece cortando las micas*

*Blancas indicando ser posterior, muy poca con la misma foliación que Ms.*

*El apatito abundante en su habito típico anhedral y muy fracturo, parece ser más abundante de lo normal y sobre todo más que el circón.*

*El cuarzo es uniforme en cuanto a su tamaño, se presenta anhedral y recristalizado, esto es, deformación dinámica.*

*Es el mineral que mejor deja ver los pliegues en los cuales su tamaño de grano es mayor, esto es, parece que es en los pliegues donde alcanza a recristalizar.*

*La mica blanca en la mayoría de los casos presenta la misma dirección de pliegues en S2 que los formados por el Cuarzo. Típica Ms con relieve medio y habito micáceo.*

*El granate está presente en dos fases de deformación, es syn-tectónico con la mica blanca y post tectónico con esta, pero las fases post tectónicas son syn-tectónicas con la mica biotita.*

*La clorita cuando es de alteración es muy escasa, debido a que parece ser producto de alteración de la mica biotita*

*Y dicho mineral también es escaso; pero cuando se presenta como cristales formados por el metamorfismo tiene un Habito acicular y de tamaño mediano a grande y es más frecuente.*



*Figura 7 del anexo (arriba derecha): donde se ve roca 3CA-3. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia que equivale a 6mm La muestra está cortada paralelo al rumbo y orientada R/B = 310/52 hacia el NE, mirando hacia el noroeste. mica biotita de color café típico de temperatura media. Además, se observa la gran cantidad de cuarzo de color blanco, los pliegues formados por la biotita y el cuarzo coinciden en la dirección de vergencia.*

*Figura 8 del anexo (arriba izquierda): muestra de mano de la roca 3CA-3. Donde se ve su aspecto intemperizado, y fracturado con la misma forma de los pliegues debido a que los planos de esfuerzos facilitan el rompimiento. La escala una moneda diez pesos (Mx).*

# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>2</i>	<b>MES</b> <i>04</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b>CA-6</b>	<b>OBJETIVO:</b> <i>4X</i> <b>NICOLES:</b> <i>Cruzados</i>	<b>No. FIGURA:</b> <i>9 y 10</i> <b>ZONA:</b> <i>1</i>
<b>TEXTURA:</b> <i>Granonematoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>Chazumba</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Esquisto verde a epidota anfíbolita</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>epidota + cuarzo + anfíbol</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de anfíbol y cuarzo</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0631129</i> <i>Y: 2007881</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>280/30 hacia el NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>orogénico y dinámico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>sedimentario</i>	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 5 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Epidota</i>	<i>4</i>	<i>cuarzo</i>	<i>13</i>	<i>Circón</i>	<i>7</i>
<i>Anfíbol</i>	<i>6</i>	<i>Epidota</i>	<i>15</i>	<i>Apatitos</i>	<i>4</i>
<i>Rutilo</i>	<i>3</i>	<i>Anfíbol</i>	<i>17</i>		
		<i>Clorita</i>			
		<i>Plagioclasa (Albita)</i>	<i>11</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>cuarzo</i>		<i>Carbonatos</i>	<i>5</i>	<i>Clorita</i>	<i>15</i>
<i>Epidota</i>				<i>Titanita</i>	<i>4</i>
<i>Anfíbol</i>					

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Clorita</i>			<i>X</i>	<i>X</i>	
<i>Titanita</i>				<i>X</i>	
<i>Epidota</i>			<i>X</i>	<i>X</i>	
<i>Anfíbol</i>		<i>X</i>			
<i>Carbonatos</i>				<i>X</i>	<i>X</i>

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Anfíbol</i>			X	
<i>Epidota</i>			X	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El anfíbol se encuentra como porfiroclasto, en algunos casos remplazado por la clorita, con el habito de un anfíbol como la actinolita, esto es, en forma de rombo; además con evidente cataclasis y sin milonitización (figura 9 anexo).*

*La epidota es muy abundante y en los porfiroblastos está muy deformada en la dirección promedio, parece NO ser De alteración y si de metamorfismo (misma dirección de la foliación)*

*El cuarzo se presenta en la matriz como cuarzo recristalizado e indicando un proceso metamórfico de deformación dinámica, muestran normalmente algún signo de deformación una orientación cristalográfica, preferente o una extinción ondulante con tamaño de grano bastante uniforme.*

*La clorita es producto de la alteración del anfíbol, borrando ese color amarillento de este típico de una ACTINOLITA.*

*Los carbonatos parecen de alteración de los anfíboles o de introducción.*

*Plagioclasa del metamorfismo primario, muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración, Podría ser albita debido a la asociación mineral de la roca que daría una fase de esquistos verdes.*

*El rutilo se presenta anhedral indicando alteración, la cual se ve en los bordes de titanita que posee.*

*La titanita se presenta bordeando al rutilo y como minerales individuales euhedrales. Es difícil saber si en realidad Es rutilo, debido a no presentar el habito distintivo de este mineral.*



*Figura 9 del anexo (derecha): donde se ve claramente la deformación de tipo metamorfismo dinámico de la roca CA-6. La escala está dada La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 280/30NE hacia el NE, mirando hacia el noroeste. El esquema (derecha arriba) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B). Blasto de anfíbol con gran alteración a clorita y con cataclasis, con habito rómbico típico de la ACTINOLITA, y con indicador cinemático dextral de inclusiones de epidota, indicando otro evento diferente al metamorfismo. Además, se observa la gran cantidad de cuarzo.*

*Figura 10 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca CA-6. Donde se ve su aspecto poco intemperizado, y no fracturado, pero dando una topografía baja coincidiendo con los arroyos. La escala una moneda diez pesos (Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>21</i>	<b>MES</b> <i>09</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b>2AC-6</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Paralelos	<b>No. FIGURA:</b> 11 y 12 <b>ZONA:</b> 2
<b>TEXTURA:</b> Granolepidoblastica	<b>Clasificación unidad:</b> Cosoltepec	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> Anfibolita.		
<b>PARAGENESIS:</b> Cuarzo, mica blanca, ± rutilo ± granate (seudomorfo) ± biotita		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> Metapsamita de mica blanca	<b>COORDENADAS:</b> X: 0627013 Y: 2004641	<b>Datos estructurales:</b> Rumbo y buzamiento: 295/64 hacia el NE
<b>METAMORFISMO:</b> Orogénico y dinámico	<b>PROTOLITO:</b> Sedimentario	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 5 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	10	<i>cuarzo</i>	20	<i>Circón</i>	2
<i>Granate</i>	6	<i>Mica blanca</i>	17	<i>Apatito</i>	5
<i>Rutilo</i>	4	<i>biotita</i>	8		
		<i>Plagioclasa (Albita)</i>	8		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Ilmenita</i>	4	<i>Óxidos</i>	2	<i>Clorita</i>	4
<i>Mica blanca</i>				<i>Óxidos (de la biotita)</i>	6
<i>Biotita</i>				<i>Titanita</i>	2
<i>Cuarzo</i>				<i>Turmalina</i>	2
<i>Granate (seudomorfo)</i>					

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	X	X	X		
<i>Mica blanca</i>		X	X		
<i>Biotita</i>		X			
<i>clorita</i>				X	
<i>Rutilo</i>			X		
<i>Granate seudomorfo</i>			X		
<i>Plagioclasa (Albita)</i>		X			

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X	X	X	
<i>Granate</i>	X		X	
<i>Rutilo</i>			X	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El cuarzo con un tamaño de grano poco uniforme, cada tamaño define un folio, esto es, capas gruesas con tamaño de grano grande y otras capas de grosor medio a pequeño con tamaño de grano pequeño (ver Figura 32 IV).*

*Los granos muestran normalmente algún signo de deformación, como una orientación cristalográfica preferente, y una extinción ondulante.*

*La turmalina con su color característico azul turquesa, de tamaño de grano muy pequeño.*

*La clorita es producto de la alteración de la mica biotita*

*Plagioclasa del metamorfismo primario, muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración,*

*La biotita sin o con poca alteración a clorita; no aparece con la misma orientación que la mica blanca que es más Abundante, de color café.*

*El rutilo está asociado a la ilmenita con mucha frecuencia, esto es un posible evento de alta presión podría haber Ocurrido diferente al metamorfismo ya evidenciado. Se resalta la presencia Titanita (punto triple termodinámico)*

*La mica blanca tiene un relieve más alto de lo normal, parece tener una orientación preferencial, pero no única, debido a que hay otra orientación que podría coincidir con la de la biotita.*

*Los óxidos están con la misma orientación preferencial que la promedio, con forma anhedral.*

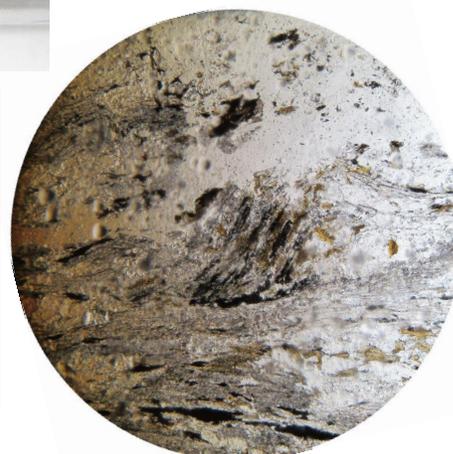
*El granate (seudomorfo) es un mineral que se presenta muy deformado y alargado con índices cinemáticos que indican que la deformación y el metamorfismo (formación del mineral) fueron sincrónicos, esto es, syn-tectónico.*

*Mostrando una dirección dextral (ver Figura 32 IV y figura abajo), con inclusiones de circones y minerales opacos, Los cuales van con la misma dirección que la foliación promedio.*



*Figura 11 del anexo (derecha): donde se ve la roca 2AC-6. Un granate como seudomorfo rotado dando la dirección cinemática de tipo dextral o en contra de las manecillas del reloj con inclusiones de circon y rutilo. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia (6mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 295/64 hacia el NE, mirando hacia el sur-Sureste, que coincide con la dirección de la deformación. El esquema (arriba derecha) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B).*

*Figura 12 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca 2AC-6. Donde se ve su aspecto intemperizado, y algo fracturado; dando topografías altas pero muy redondeadas. La escala una moneda diez pesos (Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>03</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b style="font-size: 2em;">2AC-3</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 13 y 14  <b>ZONA:</b> 2
<b>TEXTURA:</b> <i>Granonematoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>Cosoltepec (contacto Chazumba-Cosoltepec)</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Parte alta de esquistos verde o epidota anfíbolita.</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>Cuarzo + anfíbol+ epidota</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de anfíbol, epidota y cuarzo</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0627793 Y: 2004669</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento: 345/43 hacia el NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>Orogénico y dinámico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>ígneo</i>	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 5 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	<i>4</i>	<i>cuarzo</i>	<i>15</i>	<i>Circón</i>	<i>5</i>
<i>Anfíbol</i>	<i>7</i>	<i>Anfíbol</i>	<i>21</i>	<i>Apatito</i>	<i>6</i>
<i>Clorita</i>	<i>5</i>	<i>Epidota</i>	<i>11</i>		
		<i>Plagioclasa (Albita)</i>	<i>12</i>		
		<i>Clorita</i>	<i>9</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Epidota</i>		<i>Óxidos</i>	<i>2</i>	<i>Clorita</i>	
<i>Plagioclasa (Albita)</i>				<i>Óxidos (de la biotita)</i>	<i>2</i>
<i>Anfíbol</i>				<i>Titanita</i>	<i>3</i>
<i>Cuarzo</i>					

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Plagioclasa (Albita)</i>			<i>X</i>		
<i>epidota</i>			<i>X</i>		
<i>clorita</i>				<i>X</i>	
<i>Anfíbol</i>			<i>X</i>		

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Anfíbol</i>			X	
<i>Clorita</i>				X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*La epidota es muy abundante y en los porfiroblastos está muy deformada en la dirección promedio, parece NO ser De alteración debido a que no se presenta en venas ni vetillas (introducción) sino con dirección de la foliación, esto Es, es un mineral de metamorfismo.*

*Plagioclasa del metamorfismo primario, muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración,*

*El cuarzo se presenta en la matriz como cuarzo recristalizado e indicando un proceso metamórfico de deformación dinámica, muestran normalmente algún signo de deformación una orientación cristalográfica preferente o una extinción ondulante con tamaño de grano bastante uniforme.*

*La clorita es producto de la alteración del anfíbol, borrando ese color amarillento de este típico de una ACTINOLITA.*

*Los carbonatos: parecen de alteración de los anfíboles o de introducción.*

*El anfíbol se encuentra como porfiroclasto, en algunos casos remplazado por la clorita, con el habito de un Anfíbol, rómbico, esto es, un habito más frecuente para el anfíbol ACTINOLITA que en otros anfíboles, además de su color amarillento.*



*Figura 13 del anexo (derecha): donde se ve claramente la deformación de tipo dúctil de la roca 2AC-3. Además, se ve el color amarillento típico del anfíbol ACTINOLITA, además de su habito rómbico. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia(6mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 345/43 hacia el NE, mirando hacia el Sureste, que coincide con la dirección de la deformación. El esquema (arriba derecha) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B).*

*Figura 14 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca 2AC-3. Donde se ve su aspecto NO intemperizado, no fracturado, con topografía baja coincidiendo con los arroyos muy escarpados. La escala una moneda diez pesos (Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>06</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b>2CA-2</b>	<b>OBJETIVO:</b> <i>4X</i> <b>NICOLES:</b> <i>Paralelos</i>	<b>No. FIGURA:</b> <i>15 y 16</i> <b>ZONA:</b> <i>2</i>
<b>TEXTURA:</b> <i>Granolepidoblastica</i>		<b>Clasificación unidad:</b> <i>Chazumba</i>
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Esquisto verde</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>Biotita + cuarzo +albita</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de biotita y cuarzo</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0627784</i> <i>Y: 2004678</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>285/38NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>orogénico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>sedimentario</i>	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	<i>3</i>	<i>Biotita</i>	<i>18</i>	<i>Circón</i>	<i>5</i>
		<i>Cuarzo</i>	<i>24</i>	<i>Apatitos</i>	<i>3</i>
		<i>Clorita</i>			
		<i>Mica blanca</i>	<i>7</i>		
		<i>Plagioclasa (Albita)</i>	<i>11</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>cuarzo</i>				<i>Clorita</i>	<i>10</i>
<i>Biotita</i>				<i>Óxidos</i>	<i>8</i>
<i>Albita</i>	<i>5</i>			<i>Turmalina</i>	<i>2</i>
<i>rutilo</i>	<i>4</i>				

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>			
<i>Albita</i>			<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Clorita</i>				<i>X</i>	
<i>Óxidos</i>				<i>X</i>	

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	<i>x</i>		<i>x</i>	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*La biotita se encuentra como matriz en su mayoría de color rojo (poca verde) indicando una mica de alta temperatura, a diferencia de la mica blanca que relativo a la biotita es de alta presión.*

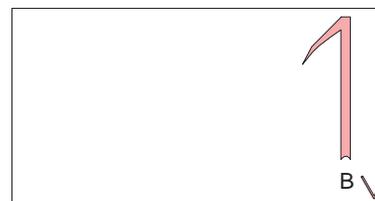
*La clorita abundante y está muy deformada en la dirección promedio, parece ser de alteración de la Mica biotita.*

*El cuarzo se presenta en la matriz como cuarzo recristalizado indicando un proceso metamórfico de muestran normalmente algún signo de deformación, una orientación cristalográfica preferente y un tamaño de grano no tan uniforme.*

*Plagioclasa del metamorfismo primario, muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración, Por la asociación mineral y por el grado no alto de metamorfismo se deduce que es albita.*

*La mica blanca: en algunos casos no se presenta en su manera típica de cristales laminares, si no por el contrario, es de forma anhedral, indicando que la temperatura domino el sistema.*

*Óxidos con la misma orientación de la foliación, eso es, no son de introducción, con formas anhedrales pero También euhedral muy comunes.*



*Figura 15 del anexo (derecha): donde se ve la roca 2CA-2, se ve mica biotita de color muy rojo típico de alta temperatura en direcciones muy variadas y mica blanca (con relieve más alto y de color blanco en la imagen) en la misma dirección a la biotita. Además, se observa la gran cantidad de cuarzo. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia que equivale a 6mm La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 285/38 hacia el NE, mirando hacia el noroeste. El esquema (arriba derecha) muestra la cima y el lado hacia donde buzanan los folios (B).*

*Figura 16 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca 2CA-2. Donde se ve su aspecto intemperizado, y fracturado debido a esfuerzos tectónicos. La escala una moneda diez pesos (Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>11</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b>1AC-3</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 17 y 18  <b>Zona:</b> 2
<b>TEXTURA:</b> Granolepidoblastica		<b>Clasificación unidad:</b> Contacto chazumba-cosoltepec
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> Esquistos verde		
<b>PARAGENESIS:</b> Cuarzo + mica blanca		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Cuarcita con mica blanca</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0629320</i> <i>Y: 2005401</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>328/32NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> Orogénico	<b>PROTOLITO:</b> Sedimentario	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Biotita (verde)</i>		<i>cuarzo</i>	40	<i>Circón</i>	5
		<i>Mica blanca</i>	22	<i>Apatito</i>	2
		<i>Plagioclasa (Albita)</i>	7		
		<i>Biotita (verde)</i>	6		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Rutilo</i>		<i>Opacos</i>	13	<i>Titanita</i>	1
<i>Mica blanca</i>					
<i>Biotita</i>					
<i>Cuarzo</i>					
<i>Ilmenita</i>	4				

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	X	X	X		
<i>Mica blanca</i>		X	X		
<i>Biotita</i>			X		
<i>Plagioclasa (Albita)</i>			X		
<i>Rutilo</i>		X			
<i>Opacos</i>					X

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	<i>x</i>		<i>x</i>	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El cuarzo: presenta en la matriz, recristalizado indicando un proceso metamórfico de deformación dúctil, con Tamaño de gran entre medio a pequeño siendo este último más abundante; los granos muestran signo de deformación como la extinción ondulante, una orientación cristalográfica preferente.*

*La mica blanca parece tener una orientación preferencial, pero no única, debido a que hay otra orientación que podría coincidir con la de la biotita. tiene un relieve más alto de lo normal,*

*El rutilo está muy alterado y deformado, con bordes irregulares y formas anhedrales. Difícil de diferencia de los minerales óxidos y de los minerales opacos, solo reconocido como leucoxeno. Algunos presentan borden Incoloros que podrían ser alteración del rutilo a la titanita.*

*La biotita es bastante escaza, y muy bien conservada, está cortando a la mica blanca y a la foliación creada por el Cuarzo, de tamaño de grano muy pequeño.*

*Los opacos son muy abundantes, están con la misma orientación preferencial que el promedio de las micas y con forma anhedral. No se diferencian entre ellos, no presentan tonos rojizos como un oxido promedio, y algunos se, Confunden con el rutilo alterado a leucoxeno.*

*Plagioclasa del metamorfismo primario, muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración,*



*Figura 17 del anexo (derecha): donde se ve la deformación de tipo dúctil a escala muy pequeña generando pliegues con baja amplitud de onda y alta frecuencia sobre folios con gran cantidad de cuarzo en la roca 1AC-3. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia(6mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 328/32 hacia el NE, mirando hacia el noroeste, El esquema (arriba derecha) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B).*

*Figura 18 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca 1AC-3. Donde se ve su aspecto poco intemperizado y poco fracturado. La escala (moneda diez pesos Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>03</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <div style="text-align: center; font-size: 2em; font-weight: bold;">CA-4</div>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 19 y 20 <b>ZONA:</b> 2
<b>TEXTURA:</b> <i>Granonematoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>(Contacto Chazumba-Cosoltepec)</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Parte alta de esquistos verde o epidota anfíbolita.</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>Cuarzo + anfíbol+ epidota</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de epidota y cuarzo</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0629241</i> <i>Y: 2005550</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento:</i> <i>290/51 hacia el NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>Orogénico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>ígneo</i>	

**COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 5 CAMPOS VISUALES)**

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	<i>1</i>	<i>cuarzo</i>	<i>18</i>	<i>Circón</i>	<i>6</i>
<i>Anfíbol</i>	<i>7</i>	<i>Anfíbol</i>	<i>14</i>	<i>Apatito</i>	<i>5</i>
		<i>Epidota</i>	<i>23</i>		
		<i>Clorita</i>			
		<i>Plagioclasa</i>	<i>7</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Epidota</i>		<i>Óxidos</i>	<i>2</i>	<i>Clorita</i>	<i>15</i>
<i>Plagioclasa</i>				<i>Óxidos</i>	<i>2</i>
<i>Anfíbol</i>					
<i>Cuarzo</i>					

**OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS**

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Plagioclasa (Albita)</i>			<i>X</i>		
<i>epidota</i>			<i>X</i>		
<i>clorita</i>				<i>X</i>	
<i>Anfíbol</i>			<i>X</i>		

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Anfíbol</i>			X	
<i>Clorita</i>				X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El anfíbol: reemplazado por la clorita, con el habito de un anfíbol rómbico. De tamaño de grano pequeño y muy pocos De tamaño mediano a diferencia de la roca en la zona 1, igualmente la cataclasis no es tan evidente.*

*Plagioclasa, en pocos casos conserva su maclado polisintético de metamorfismo primario, pero en otros es muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración,*

*El cuarzo: es un mineral que a este grado de metamorfismo muestra los puntos triples de unión indicando Recristalización.*

*La epidota es muy abundante en la matriz en la dirección promedio, parece NO ser de alteración debido a que no se presenta en venas ni vetillas (introducción) sino con dirección de la foliación, esto es, es un mineral de metamorfismo.*

*La clorita: al conservar el habito de su producto de antecesor se ve que es producto de la alteración del anfíbol,*



*Figura 19 del anexo (derecha): donde se ve claramente la deformación de tipo dúctil con amplitud de onda corta y alta frecuencia en los pliegues de la roca CA-4 su composición predomina en la epidota (lo más oscuro en la imagen). La escala está dada por el diámetro de la circunferencia (6mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 290/51 hacia el NE, mirando hacia el Sureste. El esquema (arriba derecha) muestra la cima y el lado hacia donde buzaban los folios (B).*

*Figura 20 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca CA-4. Donde se ve su aspecto intemperizado, y algo fracturado. La escala una moneda diez pesos (Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>04</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b>8AC-8</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 21 y 22 <b>ZONA:</b> 3
<b>TEXTURA:</b> <i>Granonematoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>Contacto</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Parte alta de esquistos verde o epidota anfibolita.</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>anfíbol+ cuarzo ± epidota</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de anfíbol y epidota</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0631264</i> <i>Y: 2008206</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>330/28NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>Orogénico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>ígneo</i>	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Clorita (acicular)</i>	<i>11</i>	<i>cuarzo</i>	<i>13</i>	<i>Circón</i>	<i>4</i>
<i>Anfibol</i>	<i>4</i>	<i>Sericita</i>	<i>7</i>	<i>Apatito</i>	<i>5</i>
		<i>Plagioclasa</i>	<i>8</i>		
		<i>Epidota</i>	<i>27</i>		
		<i>Anfibol</i>	<i>5</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	<i>6</i>	<i>Clorita</i>	<i>6</i>
<i>Epidota</i>					
<i>Clorita (acicular)</i>					
<i>Ilmenita</i>	<i>4</i>				

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Sericita</i>				<i>X</i>	
<i>Clorita</i>			<i>X</i>	<i>X</i>	
<i>Anfibol</i>			<i>X</i>		
<i>Plagioclasa</i>			<i>X</i>		
<i>Epidota</i>			<i>X</i>		

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Clorita (acicular)</i>			X	X
<i>Anfibol</i>			X	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*La clorita aparece con la misma orientación de la foliación y parece ser de alteración de los anfíboles, siendo muy escasa debido a que el anfíbol es igualmente escaso.*

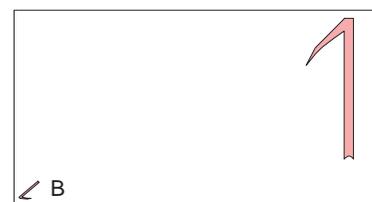
*Los óxidos son muy abundantes, están con la misma orientación preferencial que el promedio de las micas y en General de la foliación, con forma anhedral*

*La Sericita es de la alteración de la plagioclasa, siendo muy escasas las dos, se reconoce por quedar sobre los Relictos de la albita.*

*El cuarzo; los granos son de tamaño muy pequeño y por ende forma foliaciones con espesores igualmente pequeño, además muestran signo de deformación como la extinción ondulante típico de cuarzo metamórfico, con una orientación cristalográfica preferente.*

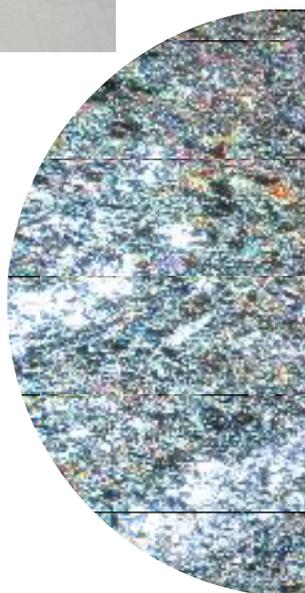
*La epidota con la misma orientación de la foliación y abundante, producto del metamorfismo y no de la alteración de Otro mineral, dado una facies de metamorfismo más baja de la facies anfíbolita. Es el mineral más abundante*

*La plagioclasa es muy escasa, lo cual no es normal para una roca anfíbolita, esto quiere decir que la roca no se Puede clasificar con dicho nombre. Se distinguen sus maclados polisintéticos típico de los feldespatos Plagioclasa. Su tamaño de grano es pequeño y de tamaño mediano precisamente las del maclado mencionado.*



*Figura 21 del anexo (derecha): donde se ve claramente la deformación de tipo dúctil, con amplitud de onda muy larga y baja frecuencia en los pliegues de la roca 8CA-8 su composición predomina en la epidota (lo más brillante multicolor en la imagen). Además, se ve el color amarillento típico del anfíbol ACTINOLITA, muy escasa en esta roca. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia (6mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 330/28 hacia el NE, mirando hacia el - Sureste. El esquema (arriba derecha) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B).*

*Figura 22 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca 8AC-8. Donde se ve su aspecto muy deformado, un pliegue de gran escala. La escala una moneda diez pesos (Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>5</i>	<b>MES</b> <i>04</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b>8AC-9</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Paralelos	<b>No. FIGURA:</b> 23 y 24 <b>ZONA:</b> 3
<b>TEXTURA:</b> <i>Granolepidoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>Chazumba</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Esquistos verde</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>Mica blanca ± cuarzo ± biotita</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de mica blanca</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0632261</i> <i>Y: 2009096</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>300/45NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>Orogénico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>Sedimentario</i>	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
		<i>cuarzo</i>	<i>23</i>	<i>Circón</i>	<i>3</i>
		<i>Mica blanca</i>	<i>28</i>	<i>Apatito</i>	<i>6</i>
		<i>Clorita</i>			
		<i>Biotita (verde)</i>	<i>18</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	<i>2</i>	<i>Clorita</i>	<i>5</i>
<i>Mica blanca</i>				<i>Óxidos (biotita)</i>	<i>9</i>
<i>Biotita</i>				<i>Turmalina</i>	<i>2</i>
<i>Ilmenita</i>	<i>4</i>				

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Mica blanca</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Clorita</i>				<i>X</i>	
<i>Óxidos (biotita)</i>					

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Mica blanca</i>			X	X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El cuarzo: de tamaño pequeño a mediano alargado dando una orientación dominante y con extinción ondulante.*

*La turmalina es muy escasa y de tamaño muy pequeño, solo reconocida por su color azul muy característico*

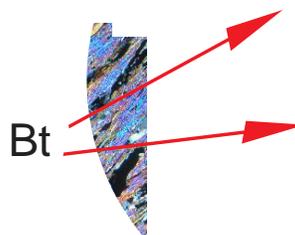
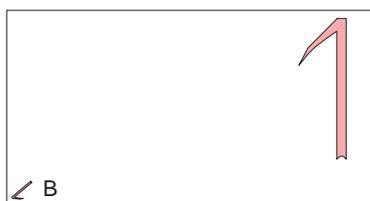
*La biotita muy alterada con bordes irregulares y oxidados, muy abundante, con la misma dirección de la foliación y en una segunda dirección cortando los demás minerales como el cuarzo y la mica blanca, lo cual indica claramente que es posterior y generando un S2 diferente al que da Ms y Qtz.*

*La mica blanca parece tener una orientación preferencial, pero no única, debido a que hay otra orientación que podría coincidir con la de la biotita, esto es, tiene una orientación en S1 típica, pero además tiene otra posterior S2 que corta a S1.*

*Los óxidos algunos son de la alteración de la mica biotita, esto se sabe porque están rodeando a dicha mica; son muy abundantes, están con la misma orientación preferencial que el promedio de las micas y con forma anhedral.*

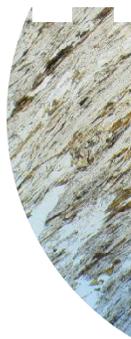
N30E

S30W



**Figura 23 del anexo (derecha):** donde se ve la roca 8CA-9, se ve mica biotita de color muy café en direcciones muy variadas y mica blanca (con relieve más alto y de color blanco en la imagen) en algunos casos en la misma dirección a la biotita. Además, se observa la gran cantidad de cuarzo. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia que equivale a 6mm. La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 300/45 hacia el NE, mirando hacia el sureste. El esquema (arriba) muestra la cima y el lado hacia donde buzaban los folios (B).

**Figura 24 del anexo (arriba derecha):** la misma imagen de la derecha, pero en nicoles cruzados, donde se ve varias generaciones de micas, más evidente para la mica biotita.



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>2</i>	<b>MES</b> <i>04</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b style="font-size: 2em; color: blue;">8 AC-10</b>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 25 y 26 <b>ZONA:</b> 3
<b>TEXTURA:</b> <i>Granolepidoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>Cosoltepec</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Anfibolita</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>Mica blanca ± cuarzo ± granate ± Biotita</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto con granate</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0632291</i> <i>Y: 2009285</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>280/55NW</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>Orogénico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>Sedimentario</i>	

### COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Granate</i>	<i>16</i>	<i>cuarzo</i>	<i>21</i>	<i>Circón</i>	<i>3</i>
		<i>Mica blanca</i>	<i>23</i>	<i>Apatito</i>	<i>4</i>
		<i>Clorita</i>	<i>7</i>		
		<i>Biotita (verde)</i>	<i>6</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>Cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	<i>8</i>	<i>Clorita</i>	<i>4</i>
<i>Mica blanca</i>				<i>Turmalina</i>	<i>2</i>
<i>Biotita</i>					
<i>Granate</i>					
<i>Ilmenita</i>	<i>6</i>				

### OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Mica blanca</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Clorita</i>				<i>X</i>	
<i>Granates</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Granate</i>			X	X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El granate es muy abundante con indicadores cinemáticos muy claros y de formas euhedrales como en la figura*

*Abajo. Con inclusiones de mica blanca mica biotita y de cuarzo, indicando que es anterior a estos minerales, así se*

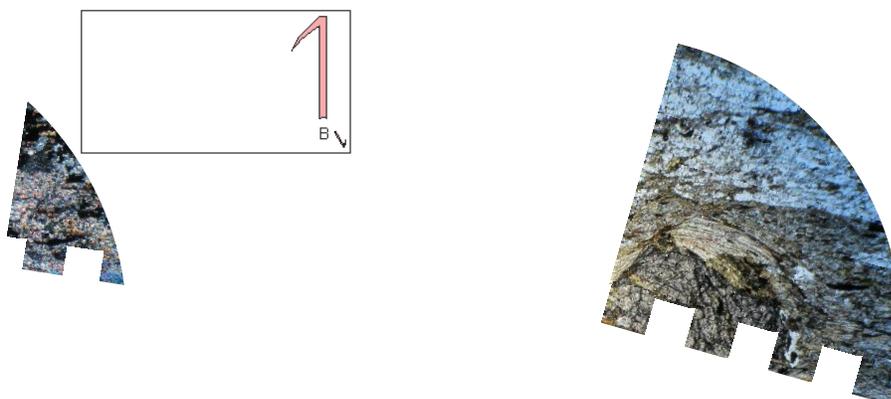
*Deduces que la roca ha sufrido varios eventos de deformación anteriores que se han borrado por precisamente dichos eventos.*

*Los óxidos parecen ser ilmenita están en paragénesis con la mica biotita; son muy abundantes, están con la misma orientación preferencial que el promedio de las micas y con forma laminar como reemplazando a las micas.*

*La mica blanca es syn.tectónica con el granate, lo rodea y esta como inclusión dentro de este.*

*La biotita parece estar rodeada de oxidación la cual le da un color amarillento a café haciendo especular que se trate del mineral ilmenita.*

*El cuarzo: los granos son de tamaño pequeño abundante y único, con extinción ondulante una orientación cristalográfica predominante.*



*Figura 25 del anexo (arriba izquierda): donde se ve la roca 8CA-10 en nicols cruzados, en el centro un granate girando en sentido dextral, y syn- tectónico. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia que equivale a 6mm La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 280/55 hacia el NE, mirando hacia el noroeste. El esquema (arriba centro) muestra la cima y el lado hacia donde buzaban los folios (B).*

*Figura 26 del anexo (arriba derecha): coincidiendo con la mayoría de las direcciones de deformación en otros lugares de la zona se muestra la misma imagen de la izquierda, pero en nicols paralelos. La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 280/55 hacia el NE, mirando hacia el noroeste, que es igual a la dirección de la deformación.*

# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>06</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <div style="text-align: center; font-size: 2em; font-weight: bold; color: blue;">CA-1</div>	<b>OBJETIVO:</b> 10X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 27 y 28	<b>ZONA:</b> Otras zonas
<b>TEXTURA:</b> Granolepidoblastica		<b>Clasificación unidad:</b> Cosoltepec	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> Esquistos verde			
<b>PARAGENESIS:</b> Mica blanca + cuarzo + biotita			
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de mica blanca y mica biotita</i>		<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0616651 Y: 2003491</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento 345/45NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> Orogénico		<b>PROTOLITO:</b> Sedimentario	

**COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)**

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>Cuarzo</i>	<i>1</i>	<i>cuarzo</i>	<i>21</i>	<i>Circón</i>	<i>3</i>
		<i>Mica blanca</i>	<i>36</i>	<i>Apatito</i>	<i>2</i>
		<i>Clorita</i>	<i>4</i>		
		<i>Biotita (verde)</i>	<i>8</i>		
MINERALES METAMORFICOS		DE INTRODUCCION		DE ALTERACION	
<i>Cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	<i>8</i>	<i>Clorita</i>	
<i>Mica blanca</i>				<i>Turmalina</i>	<i>9</i>
<i>Biotita</i>					
<i>Ilmenita</i>	<i>4</i>				

**OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS**

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Mica blanca</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Clorita</i>				<i>X</i>	
<i>Óxidos</i>					<i>X</i>

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*El cuarzo; los granos se presentan en dos tamaños diferentes, el primero de tamaño pequeño el cual predomina y se distribuye regularmente y el segundo de tamaño medio a grande el cual es recristalización de varios granos y se encuentra en las charnelas de los pliegues.*

*La turmalina abundante, de tamaño medio a pequeño, solo reconocida por su color azul muy característico. lo que dice que los sedimentos que formaron los protolitos de esta unidad son de origen en su mayoría ígneo alterados hidrotermalmente, ya que predomina en la zona.*

*Los óxidos de tamaño de grano medio. no son muy abundantes, están con la misma orientación preferencial que el promedio de las micas y con forma anhedral*

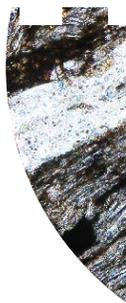
*La biotita muy escaza de color café, la cual no aparece con la misma orientación que la mica blanca y del cuarzo, esto es, parece ser un evento de deformación más.*

*La mica blanca tiene una orientación preferencial, pero no única, debido a que hay otra orientación esto es, tiene una orientación en S1 típica, pero además tiene otra posterior S2 que pliega a S1 (ver Figura 68 V Donde se ve una Ms replegada).*



*Figura 27 del anexo (arriba): donde se ve la roca CA-1. En el centro un cristal de turmalina de color azul intenso, lo que dice que los sedimentos que formaron los protolitos de esta unidad son de origen en su mayoría ígneo alterados hidrotermalmente, ya que predomina en la zona. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia (6 mm). La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 345/45 hacia el NE, mirando hacia el sur-Sureste, El esquema (izquierda) muestra la cima y el lado hacia donde buzaban los folios (B).*

*Figura 28 del anexo (abajo): muestra de mano de la roca IAC-3. Donde se ve su aspecto intemperizado y fracturado dando relieves bajos erosionados. La escala (moneda diez pesos Mx).*



# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>03</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <b style="font-size: 2em; color: blue;">CA-2</b>	<b>OBJETIVO:</b> <i>4X</i> <b>NICOLES:</b> <i>Cruzados</i>	<b>No. FIGURA:</b> <i>29 y 30</i> <b>ZONA:</b> <i>Otras zonas</i>
<b>TEXTURA:</b> <i>Granolepidoblastica</i>	<b>Clasificación unidad:</b> <i>Cosoltepec</i>	
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Epidota anfíbolita.</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>epidota, cuarzo ± anfíbol</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>esquistos de epidota cuarzo y anfíbol</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0616631</i> <i>Y: 2003491</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>310/45NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>dinámico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>ígneo</i>	

**COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 5 CAMPOS VISUALES)**

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	<i>7</i>	<i>cuarzo</i>	<i>19</i>	<i>Circón</i>	<i>5</i>
<i>Anfíbol</i>		<i>Epidota</i>	<i>24</i>	<i>Apatitos</i>	<i>2</i>
		<i>Plagioclasa</i>	<i>16</i>		
		<i>Biotita</i>	<i>6</i>		
MINERALES METAMORFICOS		DE INTRODUCCION		DE ALTERACION	
<i>cuarzo</i>		<i>Óxidos</i>	<i>7</i>	<i>Clorita</i>	<i>10</i>
<i>Epidota</i>					
<i>Anfíbol</i>	<i>19</i>				

**OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS**

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>			
<i>Clorita</i>			<i>X</i>	<i>X</i>	
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>epidota</i>			<i>X</i>		
<i>Anfíbol</i>		<i>X</i>			

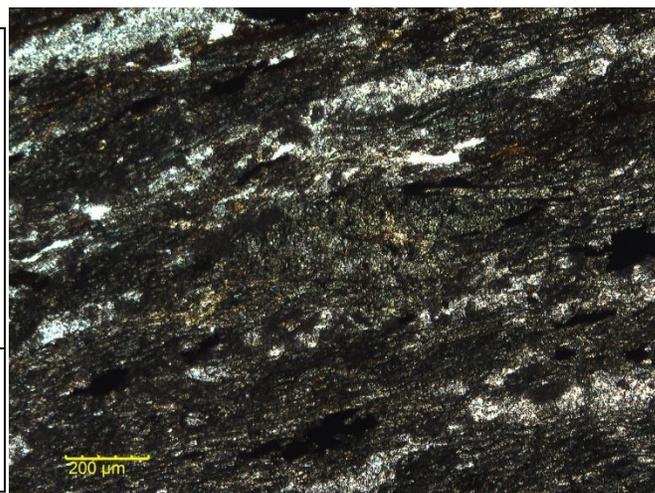
<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Anfíbol</i>		X	X	
<i>Epidota</i>				X

<i>DESCRIPCION DE LOS MINERALES:</i>
<i>El anfíbol se encuentra como porfiroclasto, totalmente remplazado por la clorita, solo se puede reconocer como Anfíbol por su habito, rómbico típico de la ACTINOLITA. Y con cataclasis como se ve en la imagen de abajo.</i>
<i>La epidota es muy abundante y está muy deformada en la dirección promedio, lo que indica que parece NO ser de alteración y SI del mismo metamorfismo. No se presenta como venas o vetillas.</i>
<i>El cuarzo se presenta en la matriz como cuarzo recristalizado indicando un proceso metamórfico de deformación dinámica, los granos muestran normalmente algún signo de deformación, una orientación cristalográfica preferente y un tamaño de grano bastante uniforme.</i>
<i>Plagioclasa del metamorfismo, muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración, Podría ser albita ya que no conserva un maclado polisintético característico de las plagioclasas más conservadas y cálcicas, y así la asociación mineral de la roca que daría una fase de esquistos verdes.</i>
<i>La clorita es producto de la alteración del anfíbol, debido a que su habito es el mismo que este.</i>



*Figura 29 del anexo (derecha): La escala está dada La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 310/45 hacia el NE, mirando hacia el sureste. El esquema (arriba derecha) muestra la cima y el lado hacia donde buzanan los folios (B). blasto de anfíbol con gran alteración a clorita y un habito rómbico típico de la ACTINOLITA. y con indicador cinemático de inclusiones de cuarzo, indicando otro evento diferente al metamorfismo. Además, se observa la gran cantidad de cuarzo, poco común en una roca anfíbolita de protolito ígneo.*

*Figura 30 del anexo (arriba): muestra de mano de la roca CA-2. Donde se ve su aspecto intemperizado, y algo fracturado debido a la cizalla. La escala (moneda diez pesos (Mx)).*



## LABORATORIO PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>5</i>	<b>MES</b> <i>05</i>	<b>AÑO</b> <i>2019</i>
---	--	------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <div style="text-align: center; font-size: 2em;"><i>CA-3</i></div>	<b>OBJETIVO:</b> <i>4X</i> <b>NICOLES:</b> <i>Cruzados</i>	<b>No. FIGURA:</b> <i>31 y 32</i> <b>ZONA:</b> <i>Otras zonas</i>
<b>TEXTURA:</b> <i>Granolepidoblastica</i>		<b>Clasificación unidad:</b> <i>Chazumba</i>
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Anfibolita</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>mica blanca + cuarzo + granate + biotita</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de mica blanca, cuarzo y granate</i>		<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0630660</i> <i>Y: 2008330</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>orogénico</i>		<b>PROTOLITO:</b> <i>sedimentario</i>

**COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)**

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	<i>3</i>	<i>Biotita</i>	<i>13</i>	<i>Circón</i>	<i>6</i>
		<i>Cuarzo</i>	<i>25</i>	<i>Apatitos</i>	<i>9</i>
		<i>Mica blanca</i>	<i>29</i>		
		<i>Clorita</i>	<i>7</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>cuarzo</i>				<i>Clorita</i>	
<i>Biotita</i>				<i>Óxidos</i>	<i>4</i>
<i>Mica blanca</i>					

**OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS**

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Mica blanca</i>		<i>X</i>	<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Clorita</i>				<i>X</i>	

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*La mica blanca no es tan abundante como en muestras de otras zonas. Esta replegada hasta en S3 como se ve en las imágenes de abajo, en la mayoría de los casos presenta la misma dirección de pliegues en S2 formados por el cuarzo. Típica Ms con relieve medio y habito micáceo.*

*La clorita es muy escasa, debido a que parece ser producto de alteración de la mica biotita.*

*El cuarzo es uniforme en cuanto a su tamaño, se presenta anhedral y es el mineral que mejor deja ver los pliegues, En los cuales su tamaño de grano es mayor, esto es, parece que es en los pliegues donde alcanza a recrystalizar.*

*El apatito abundante en su habito típico anhedral y muy fracturo, parece ser más abundante de lo normal y sobre Todo más que el circón.*

*La biotita es demasiado escasa, en comparación a otras rocas de la zona. Se encuentra como matriz en su mayoría de color verde, muy escasa y aparece cortando las micas blancas indicando ser posterior, muy poca con la misma foliación que Ms.*



*Figura 31 del anexo (arriba izquierda): donde se ve claramente la deformación de tipo metamorfismo dúctil y la composición promedio de la roca CA-3, lo de color amarillo de 2do orden es mica blanca y lo verde de 2do orden es mica biotita. Se aprecian dos tamaños de grano para el cuarzo (tamaño medio parte superior derecha de la imagen). La escala está dada por el diámetro de la circunferencia que equivale a 6mm La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 320/52 hacia el NE, mirando hacia el noroeste.*

*Figura 32 del anexo (arriba derecha): la misma Fotomicrografía de la izquierda, pero en nicoles paralelos donde se ve replegada la mica blanca y cortada por la mica biotita.*

# LABORATORIO

## PETROGRAFIA DE ROCAS METAMORFICAS

<b>NOMBRE:</b> <i>Luis Alberto Combita Ariza</i>	<b>No. CUENTA:</b> <i>518493208</i>	<b>DIA</b> <i>25</i>	<b>MES</b> <i>04</i>	<b>AÑO</b> <i>2018</i>
---	--	-------------------------	-------------------------	---------------------------

<b>SECCION DELGADA:</b>  <div style="text-align: center; font-size: 2em; font-weight: bold; color: blue;">CA-5</div>	<b>OBJETIVO:</b> 4X <b>NICOLES:</b> Cruzados	<b>No. FIGURA:</b> 33 y 34 <b>ZONA:</b> Otras zonas
<b>TEXTURA:</b> <i>Granolepidoblastica</i>		<b>Clasificación unidad:</b> <i>Chazumba</i>
<b>FACIES DE METAMORFISMO:</b> <i>Anfibolita a parte alta de Anfibolita</i>		
<b>PARAGENESIS:</b> <i>Biotita + cuarzo + sillimanita</i>		
<b>CLASIFICACION DE LA ROCA:</b> <i>Esquisto de biotita, cuarzo y sillimanita</i>	<b>COORDENADAS:</b> <i>X: 0623647</i> <i>Y: 1995024</i>	<b>Datos estructurales:</b> <i>Rumbo y buzamiento</i> <i>320/16NE</i>
<b>METAMORFISMO:</b> <i>orogénico</i>	<b>PROTOLITO:</b> <i>sedimentario</i>	

**COMPOSICION MINERALOGICA (PORCENTAJE PROMEDIO DE AL MENOS 10 CAMPOS VISUALES)**

COMPOSICION PORFIROBLASTOS	%	COMPOSICION MATRIZ	%	MINERALES SEGUNDARIOS	%
<i>cuarzo</i>	<i>3</i>	<i>Biotita</i>	<i>21</i>	<i>Circón</i>	<i>5</i>
		<i>Cuarzo</i>	<i>23</i>	<i>Apatitos</i>	<i>11</i>
		<i>Albita</i>	<i>8</i>		
		<i>Epidota</i>	<i>7</i>		
		<i>Mica blanca</i>	<i>9</i>		
<b>MINERALES METAMORFICOS</b>		<b>DE INTRODUCCION</b>		<b>DE ALTERACION</b>	
<i>cuarzo</i>				<i>Epidota</i>	<i>6</i>
<i>Biotita</i>				<i>Óxidos</i>	<i>2</i>
<i>Albita</i>					
<i>Sillimanita</i>					

**OBSERVACIONES GENERALES E INTERPRETACION GEOLOGICA: PROCESOS METAMORFICOS**

MINERAL	PROTOLITO	FASES DE DEFORMACION		ALTERACION	INTRODUCCION
		FASE 1	FASE 2		
<i>Cuarzo</i>	<i>X</i>	<i>X</i>			
<i>Albita</i>			<i>X</i>		
<i>Biotita</i>			<i>X</i>		
<i>Sillimanita</i>			<i>X</i>		
<i>Epidota</i>				<i>X</i>	

<i>PORFIROBLASTO (TECTONISMO)</i>	<i>PRE</i>	<i>INTER</i>	<i>SYN</i>	<i>POST</i>
<i>Cuarzo</i>	X		X	
<i>Apatito</i>				X

**DESCRIPCION DE LOS MINERALES:**

*La biotita se encuentra como matriz en su mayoría de color rojo (poca verde) indicando una mica de alta temperatura, a diferencia de la mica blanca que relativo a la biotita es de alta presión,*

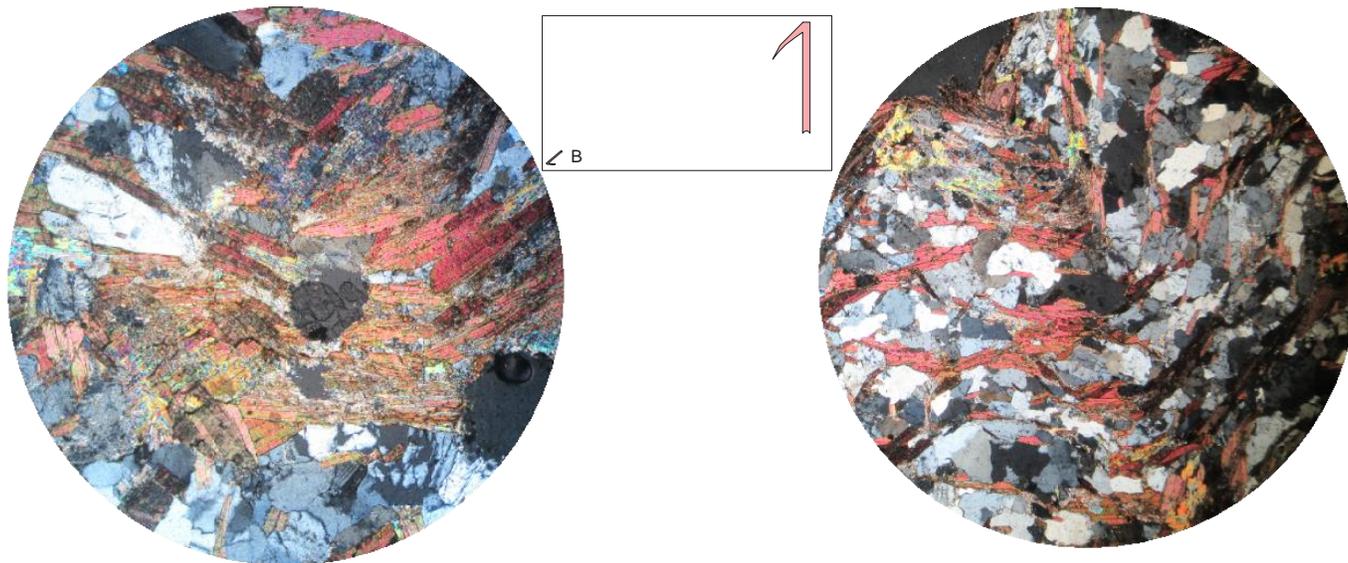
*El apatito abundante en su habito típico anhedral y muy fracturado; está como porfiroblasto cortando las micas, lo que quiere decir que es post-tectónico.*

*El cuarzo se presenta en la matriz como cuarzo recristalizado indicando un proceso metamórfico de muestran normalmente algún signo de deformación, una orientación cristalográfica preferente y un tamaño de grano bastante uniforme.*

*Plagioclasa del metamorfismo primario, muy fácil de confundir con el cuarzo, excepto por su ligera alteración, por la asociación mineral y por el grado no alto de metamorfismo se deduce que es albita.*

*La mica blanca es muy escasa, y no se presenta en su manera típica de cristales laminares, si no por el contrario es de forma anhedral, indicando que la temperatura domino el sistema en el momento en que se formó la mica biotita.*

*La epidota es de alteración de la biotita, muy escasa, lo que indica que la exhumación no produjo una alteración considerable, y que además la zona de localización de la muestra es de una profundidad considerable.*



*Figura 33 del anexo (arriba izquierda): donde se ve la roca CA-5. La escala está dada por el diámetro de la circunferencia que equivale a 6mm La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 320/16 hacia el NE, mirando hacia el noreste. El esquema (arriba centro) muestra la cima y el lado hacia donde buzan los folios (B). mica biotita de color muy rojo típico de alta temperatura. En el centro blasto de APATITO muy abundante.*

*Figura 34 del anexo (arriba derecha): coincidiendo con la mayoría de las direcciones de deformación en otras muestras de la zona. La mica blanca es muy escasa, y no se presenta en su manera típica de cristales laminares, si no por el contrario, es de forma anhedral, indicando que la temperatura domino el sistema y formo la mica biotita. La muestra está cortada paralelo al buzamiento y orientada R/B = 320/16 hacia el NE, mirando hacia el sureste, que es opuesto a la dirección de la deformación.*