

FIGURA 3.12 Esquema estructural. Las líneas rojas representan las fallas y lineamientos que separan los bloques o segmentos tectónicos. Los estereogramas en rojo representan los contornos de los polos del clivaje  $S_1$ , en verde la lineación mineral  $L_1$  y en azul los planos axiales  $F_2$ . Las flechas negras representan el esfuerzo principal  $\sigma_1$ . Los intervalos de contorno están al 2% del 1% del área.

## 3.6 Historia de deformación en los Esquistos de Sabaletas

En los Esquistos de Sabaletas se pueden identificar tres eventos de deformación  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ , posteriores al evento vulcano-sedimentario que forman la laminación y estratificación composicional  $S_0$  del protolito. Los primeros dos eventos  $D_1$  y  $D_2$  son compresivos, de características dúctiles, mientras que el evento  $D_3$  tiene características frágiles, debido a la exhumación de las rocas. La primera deformación  $D_1$  corresponde al evento metamórfico  $M_1$  que forma la foliación  $S_1$ . El evento  $D_2$  corresponde al plegamiento de la foliación  $S_1$  donde se generan los pliegues principales y de arrastre o parásitos  $F_2$ . El tercer evento de deformación  $D_3$  se caracteriza por la formación de zonas de cizalla localizada y de espesor variable.

### 3.6.1 Estratificación original $S_0$

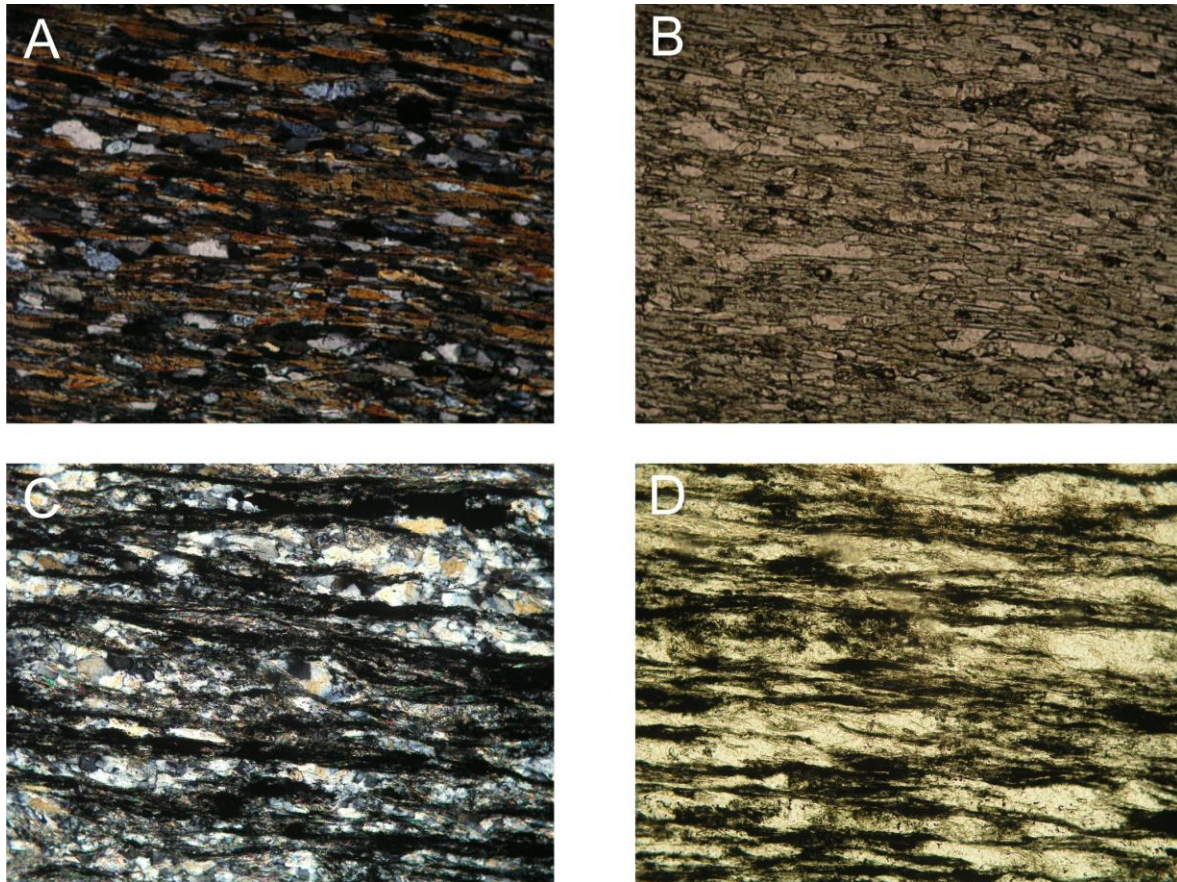
La estratificación original  $S_0$  en los Esquistos de Sabaletas corresponde a una estructura vulcano-sedimentaria de la formación del protolitos de los esquistos, que ha sido modificada por los eventos de deformación posteriores. Los relictos de las estructuras de estratificación son principalmente la alternancia composicional de los esquistos actinolíticos y cuarzo-muscovíticos, que representan las capas máficas de color verde intercaladas con los sedimentos carbonatados y pelíticos de color gris oscuro. La estratificación  $S_0$  se ve afectada por el desarrollo del clivaje penetrativo  $S_1$ , que se constituye de forma subparalela a la estratificación aprovechando la estructura planar preexistente (Passchier & Trouw, 2005).

### 3.6.2 Evento de deformación $D_1$

La deformación  $D_1$  se constituye como un evento de deformación de tipo transpresivo con características dúctiles, caracterizado por la combinación de desplazamiento horizontal de rumbo, que en este caso es de carácter dextral, como se evidencia en algunas estructuras en la Quebrada Sabaletas con rumbo N-S (Sección 3.2-Perfil estructural Quebrada Sabaletas) y un acortamiento ortogonal, con dirección aproximada E-W, que produce foliación penetrativa  $S_1$  con orientación aproximada N-S a NW-SE, como respuesta a la compresión (Jones *et al.*, 2004; McClelland *et al.*, 2006). En éste ambiente transpresivo la componente de menor esfuerzo  $\sigma_3$ , tiene orientación aproximada N-S, que coincide con la lineación  $L_1$  marcada por cristales como actinolita y muscovita, que tiene una dirección principal N con ángulos de hundimiento entre 0° a 30° y (Sección 3.5-Estilo de deformación en los Esquistos de Sabaletas). Existen variaciones de la de las estructuras orientación a lo largo, tanto de la foliación penetrativa  $S_1$  como de la lineación mineral  $L_1$ , que posiblemente reponde a una tectónica de bloques con independientes afectados posiblemente por diversos factores como: la variación en la intensidad de los esfuerzos, el cambio de volumen que puede tener la corteza que subduce, el desplazamiento vertical entre los bloques que colisionan, las irregularidades de los bordes de los bloques y las variaciones en la inclinación de la zona de deformación (*sensu* Jones *et al.*, 2004).

- **Clivaje penetrativo  $S_1$**

El clivaje penetrativo  $S_1$  es la característica principal del evento de deformación  $D_1$ . Este clivaje se forma durante el metamorfismo  $M_1$ . El clivaje  $S_1$  se caracteriza por ser un clivaje continuo, definido por actinolita y clorita en los esquistos actinolíticos y por muscovita, grafito y sericita en los esquistos cuarzo-moscovíticos. En general, tiene una forma lisa a sinuosa con geometría anastomosada a subparalela que rodea núcleos y porfiroclastos de hornblenda, plagioclasa y epidota. El clivaje  $S_1$  tiene una orientación aproximada N-S a NNE SSW con inclinación entre  $50^\circ$  y  $70^\circ$  al SE, en la parte norte de la unidad (quebradas Chachafruta y Sabaletas), mientras que en la parte sur (Río Amagá y Carretera Amagá-Bolombolo), tienen un rumbo general NW-SE, con inclinaciones entre  $55^\circ$  y  $75^\circ$  al SW y  $65^\circ$  y  $75^\circ$  al NE (FIGURA 3.13).



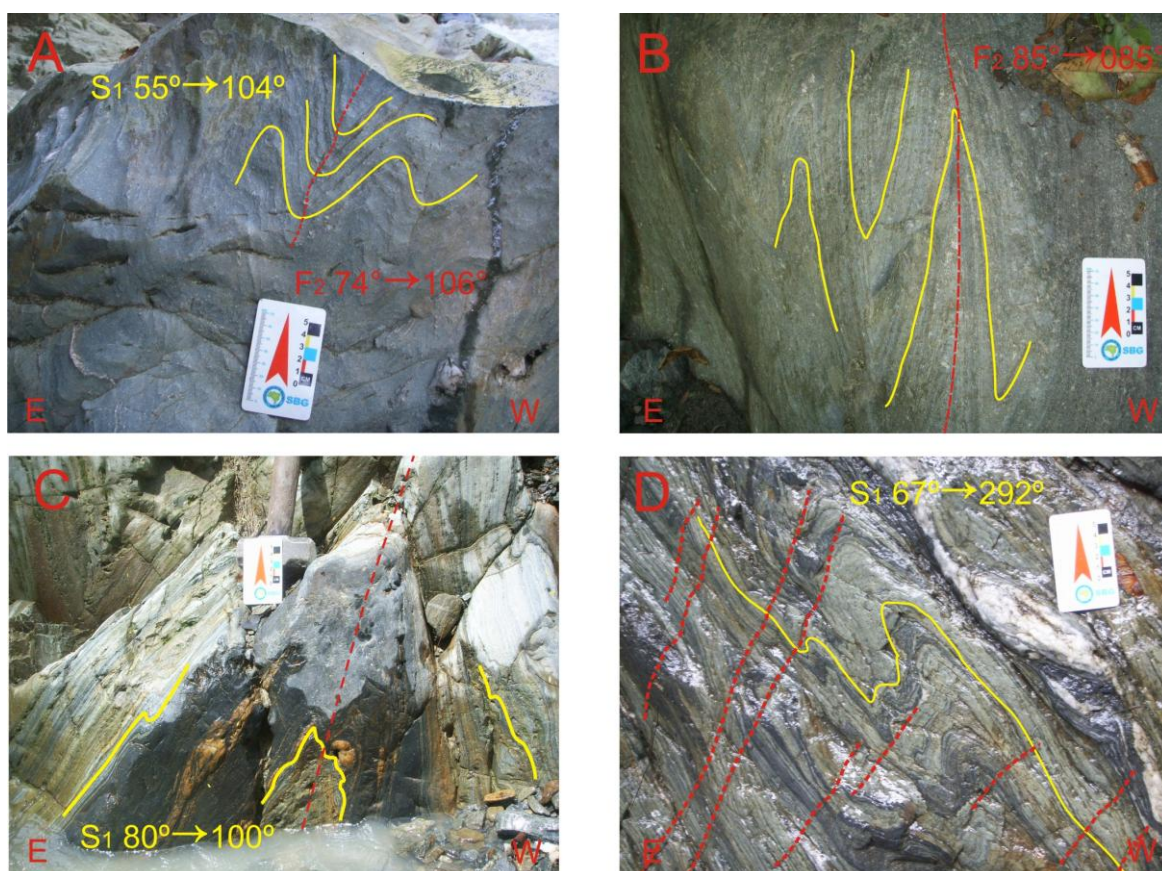
**FIGURA 3.13 Clivaje  $S_1$  en los Esquistos de Sabaletas.** A. y B. Clivaje  $S_1$  en los esquistos actinolíticos. El clivaje está marcado por la orientación de la actinolita, que se alterna con cristales de epidota y cuarzo. C. y D. Clivajes  $S_1$  en los esquistos cuarzo-moscovíticos. El clivaje está marcado por los dominios de muscovita y grafito que limitan las franjas con cuarzo, calcita y sericita.

### 3.6.3 Evento de deformación $D_2$

El evento de deformación  $D_2$  se considera una continuación de la deformación dúctil  $D_1$ , que posiblemente se produce durante el mismo evento transpresivo, donde se producen pliegues  $F_2$  en el clivaje  $S_1$ . No se tienen datos absolutos para establecer la temporalidad de los eventos  $D_1$  y  $D_2$ , por lo tanto se describe el evento de plegamiento de forma independiente. La característica

principal de este evento, es la formación de pliegues principales y pliegues de arrastre  $F_2$  (FIGURA 3.14 A, B, C y D). No desarrolla un clivaje de crenulación definido en los esquistos y se considera como una consecución de eventos, donde se genera una foliación  $S_1$  e inmediatamente un plegamiento  $F_2$ .

Los pliegues principales  $F_2$  que se desarrollan en los Esquistos de Sabaletas tienen características distintas, se encuentran pliegues cerrados donde el ángulo entre flancos está entre  $30^\circ$  y  $70^\circ$  (FIGURA 4.14 A), apretados donde el ángulo entre flancos está entre  $0^\circ$  y  $30^\circ$  (FIGURA 3.14 A) e isoclinales donde el ángulo entre limbos es  $0^\circ$ . También son comunes los pliegues donde los flancos tienen una actitud planar y la charnela termina en ángulo (FIGURA 3.14 B). Según la inclinación del plano axial, se encuentran pliegues moderadamente inclinados donde la inclinación está entre  $30^\circ$  y  $60^\circ$ , fuertemente inclinados entre  $60^\circ$  y  $80^\circ$ , subverticales entre  $80^\circ$  y  $89^\circ$  (FIGURA 3.14 C) y verticales  $90^\circ$ . Son también comunes los pliegues asimétricos (FIGURA 3.14 D).



**FIGURA 3.14 Pliegues  $F_2$ .** A. y B. Afloramientos sobre el Río Amagá. C. y D. Afloramientos en la Quebrada Sabaletas. A. Secuencia de pliegues cerrados y apretados en metabasaltos. B. Pliegues tipo "Chevron" en esquistos actinolíticos. C. Pliegue apretado y subvertical en las intercalaciones de esquistos actinolíticos y esquistos cuarzo-muscovíticos. Pliegues de arrastre o parásitos y la ampliación en el espesor en la zona de la charnela. D. Pliegues de arrastre asimétricos, fuertemente inclinados, apretados a isoclinales en las intercalaciones de esquistos actinolíticos y esquistos cuarzo-muscovíticos. Los planos axiales son paralelos a subparalelos al clivaje  $S_1$ . En rojo punteado se resalta el diaclasamiento generado en la última fase de deformación  $D_3$ .

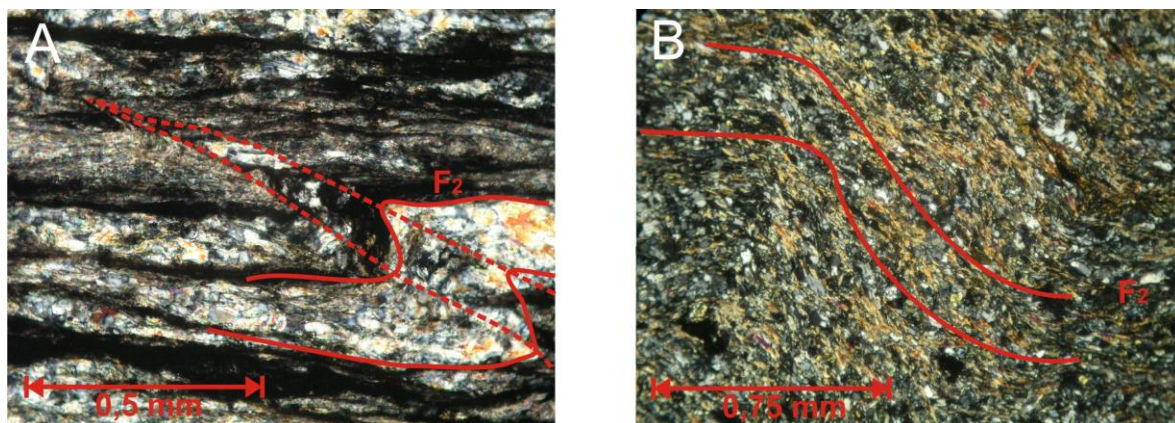
Los primeros pliegues que se desarrollan en los metabasaltos asociados a la Formación Barroso, en la parte occidental de la secuencia (*sensu* Mejía *et al.*, 1983a y 1983b), se caracterizan por ser cerrados a apretados y moderadamente a fuertemente inclinados (FIGURA 4.14 A) y en las secuencias de esquistos del flanco occidental de los Esquistos de Sabaletas son apretados y moderadamente inclinados. También se presentan los tipo “Chevron” (FIGURA 4.14 B), que se caracterizan por ser asimétricos, con plano axial subvertical a ligeramente inclinado y un cabeceo de unos pocos grados al N-NE. En la parte central de la unidad de esquistos predominan los pliegues apretados y fuertemente inclinados y hacia la parte oriental, hacia el contacto con la Diorita de Pueblito, los esquistos tienen pliegues apretados a isoclinales, subverticales a verticales.

En general, en los esquistos los ángulos entre flancos son bajos y se desarrollan estructuras menores como pliegues de arrastre o parásitos  $F_2$  (FIGURA 3.14 C y D). La generación de pliegues apretados a isoclinales y el desarrollo de estructuras menores como pliegues de arrastre son características típicas de los niveles medios a profundos de la corteza, donde se alcanzan las condiciones de ductilidad de la roca y se consideran generados bajo las mismas condiciones de los pliegues principales de forma sincrónica (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1988).

Los pliegues de arrastre o parásitos  $F_2$  son comunes en los Esquistos de Sabaletas, se presentan desde la escala mesoscópica hasta la escala microscópica, en los flancos y charnelas de los pliegues mayores. Los pliegues de arrastre tienen forma abierta a cerrada y generalmente son asimétricos en los flancos (geometrías en forma de S y Z) y simétricos hacia la charnela (geometrías en forma de M) de los pliegues principales. En los horizontes de los esquistos cuarzo-muscovíticos tienden a ser cerrados (FIGURA 3.14 C), mientras que en los esquistos actinolíticos generalmente son abiertos (FIGURA 3.14 D). Este fenómeno se debe posiblemente a diferencias reológicas entre los dos tipos de esquistos, donde las rocas cuarzo-muscovíticas tienen un comportamiento más dúctil ante la deformación respecto a las actinolíticas (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1988).

El plano axial de los pliegues de arrastre  $F_2$  coincide de forma aproximada con las bandas de cizalla extensionales, produciendo desplazamiento. El plano axial de estos pliegues generalmente forma un ángulo menor a  $30^\circ$  con respecto a al clivaje penetrativo  $S_1$ . Individualmente son asimétricos, pero en conjunto tienen una disposición simétrica con respecto al eje axial de los pliegues mayores. Los pliegues de arrastre muestran un engrosamiento en la parte de la charnela y un adelgazamiento en los flancos. Dentro de estos pliegues se presentan porfiroclastos de hornblenda, epidota y plagioclasa con estiramiento perpendicular a la dirección de acortamiento y paralelo al clivaje  $S_1$ . La temporalidad de los pliegues de arrastre con respecto a los mayores es incierta, pero Ramsay & Huber (1988) afirman que los pliegues de arrastre se producen de forma sincrónica con el pliegue mayor, de tal forma que cuando un paquete heterogéneo de estratos es sometido a esfuerzos compresivos, se ocasiona fricción entre las capas y laminas del paquete y los niveles con mayor ductilidad se pliegan (FIGURA 3.15 A y B), como en el caso de las franjas que contienen minerales como grafito, clorita, muscovita o actinolita, mientras que los niveles con cuarzo, plagioclasa y epidota se fracturan preferiblemente. Los pliegues de arrastre se

consideraran sincrónicos con los pliegues mayores, por lo tanto se generan en un evento posterior al evento que produce el clivaje penetrativo  $S_1$ , aunque como las condiciones de deformación son similares pueden ser la continuación del mismo evento de deformación regional.



**FIGURA 3.15** Microfotografías de pliegues de arrastre  $F_2$ . **A.** Pliegues de arrastre o parásitos  $F_2$  cerrados y asimétricos en los esquistos cuarzo-moscovíticos. Los planos axiales de los pliegues  $F_2$  coinciden con las bandas de cizalla extensionales **B.** Pliegues  $F_2$  asimétricos abiertos en los esquistos actinolíticos.

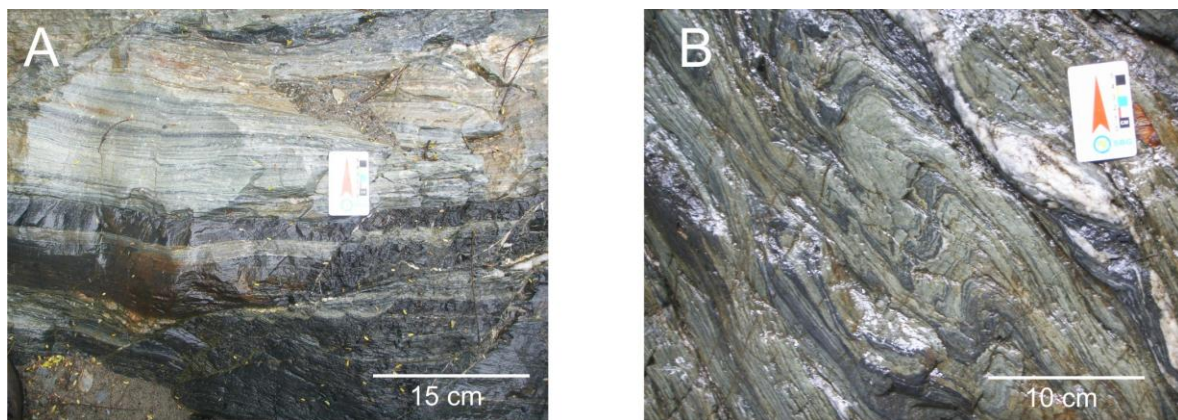
### 3.6.4 Evento de deformación $D_3$

El evento de deformación  $D_3$  se caracteriza por un cizallamiento bajo condiciones frágiles posterior a los eventos  $D_1$  y  $D_2$ , caracterizado por la formación de zonas de cizalla, con amplitudes que van desde unos pocos centímetros hasta un par de metros. En estas zonas de cizalla se desarrollan rocas sin cohesión primaria como cataclasitas, brechas y harinas de falla, características de los niveles superiores de la corteza por encima de los 4km de profundidad (*sensu* Sibson, 1977; Snoke *et al.*, 1998), en las que se reconocen fragmentos de esquistos. Estas zonas de falla no presentan un patrón definido sino que se encuentran diseminadas en toda la unidad. Las rocas muestran trituración, donde los fragmentos de esquistos son removidos e infiltrados por fluidos gracias al cizallamiento. Se presenta introducción de fluidos compuestos por sericita, cuarzo y calcita. Estas zonas de fractura tienen foliación con patrón anastomosado, que en sección delgada no está bien desarrollada. El rumbo general de las estructuras es N-S subverticales.

Al evento de deformación  $D_3$  también pueden asociarse las zonas de despegue y los fallamientos inversos que se presentan, tanto en los Esquistos de Sabaletas como en la Formación Barroso. Estas fallas afectan la foliación  $S_1$  y los pliegues  $F_2$ , característica por la cual se consideran posteriores a los eventos  $D_1$  y  $D_2$ . Los planos de falla en general tienen ángulos de inclinación entre  $30^\circ$  y  $50^\circ$  con dirección NE. Las fallas cortan las unidades generando un desplazamiento que va, desde unos pocos centímetros hasta decenas de metros. Algunas de estas estructuras también afectan los sedimentos de la Formación Amaga, por lo cual se considera, que por lo menos algunas de ellas son post-Mioceno Inferior.

## 4. PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA METAMÓRFICA

Los Esquistos de Sabaletas son una unidad compuesta por esquistos actinolíticos con clorita, epidota, cuarzo y plagioclasa de tonalidades verde y esquistos cuarzo-muscovíticos con calcita y grafito de tonalidades negras a grises. Aunque es común encontrar los dos componentes intercalados con alternancia regular, la predominancia de alguno de los dos tipos varía, así en algunos sectores se imponen los esquistos actinolíticos dando una apariencia masiva y una tonalidad verdosa, en otros sectores dominan los esquistos cuarzo-muscovíticos, que tienen tonalidades grises a negras y una foliación de tipo anastomosado algunas veces caótica. Las intercalaciones son plano-paralelas a lenticulares con variaciones de espesor en las capas, que van desde milímetros a metros (FIGURA 4.1). La denominación de las rocas de esta unidad se ha realizado siguiendo las recomendaciones de la Subcomisión sobre Nomenclatura de Rocas Metamórficas-SCMR (Schmid *et al.*, 2007), de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas-IUGS.



**FIGURA 4.1** Afloramientos de los Esquistos de Sabaletas en la Quebrada Sabaletas, Municipio de Armenia **A.** Intercalación de esquistos actinolíticos con clorita, cuarzo, epidota y epidota (tonalidades verdes) y esquistos cuarzo-muscovíticos con calcita y grafito (tonalidades negras a grises). Se observan fallas que cortan la foliación principal de forma oblicua. **B.** Plegamiento que afecta tanto a los esquistos actinolíticos como a los cuarzo-muscovíticos.

## 4.1 Esquistos actinolíticos con clorita, cuarzo, epidota y plagioclasa

Los esquistos actinolíticos están constituidos por actinolita como mineral principal y clorita, epidota, cuarzo y plagioclasa como otros constituyentes (TABLA 4.1). También se presentan muscovita, esfena, sulfuros, hornblenda, circón, hematita y minerales de alteración como sericita y saussurita. El tamaño de cristal es homogéneo y fino a muy fino, con excepción de algunos porfiroclastos que alcanzan tamaños hasta de 1 mm. Los afloramientos tienen una apariencia masiva, pero siempre con una foliación anastomosada bien definida, especialmente en los sectores donde hay sucesión con los esquistos cuarzo-muscovíticos.

Estas rocas presentan un clivaje continuo  $S_1$ , definido por la actinolita y la clorita, las cuales son generadas en el evento metamórfico  $M_1$ . El clivaje  $S_1$  tiene plegamiento asimétrico apretado principalmente, donde minerales con hábito acicular o tabular como actinolita, clorita o muscovita se acomodan a los pliegues, evidenciando que la cristalización es contemporánea al plegamiento y presenta condiciones similares de presión y temperatura. El clivaje eventualmente es espaciado y rodea núcleos compuestos por agregados de cuarzo, epidota y albita, posiblemente generados por recristalización del evento metamórfico. Los esquistos actinolíticos tienen porfiroclastos de hornblenda, andesina (ocasionalmente labradorita), epidota y piritita, los cuales, se caracterizan por presentar bordes irregulares, flexión de cristales y sombras de presión, compuestas por clorita, cuarzo y muscovita. Estos porfiroclastos representan el material relicto del protolito que resiste ante los procesos metamórficos, pero que sufren procesos de abrasión, alteración por fluidos, recristalización parcial y deformación.

**TABLA 4.1 Proporción modal de los esquistos actinolíticos con clorita, cuarzo, epidota y plagioclasa.** En la primera columna se encuentran las fases minerales encontradas. La fila principal representa el nombre de la sección delgada. Las abreviaturas de los minerales son las sugeridas por la Subcomisión para la Sistemática de Rocas Metamórficas de la IUGS (Siivola & Schmid, 2007).

	COLC-02	COLC-03	COLC-05	COLC-08b	COLC-90	COLC-91	COLC-92	COLC-93
<b>Act</b>	35,5	51,5	40,43	35,2	67,5	15,9	58,3	29,7
<b>Ep</b>	10,2	10,8	18,7	13,8	6,9	3,1	12,3	20,8
<b>Chl</b>	11,1	4,5	6,0	3,8	5	25,2	2,0	2,6
<b>Pl</b>	2,76	1,4	7,7	1,4	0,6	22,6	1,5	7,3
<b>Qtz</b>	8,3	11,6	13,6	5,2	8,8	10,2	19,6	15,6
<b>Hbl</b>	17,1	2,2	1,3	3,3			2,0	0,5
<b>Ttn</b>	7,4	4,1	11,1		7,5	4,0	3,4	1
<b>Mus</b>		1			0,6	1,8	1,0	3,1
<b>Cal</b>		3		1,4	0,6	11,5		2,6
<b>Hem</b>	3,3	1	0,5					14,6
<b>Ser</b>	4,61	4,5	0,5	28,4	1,2	2,65		3,1
<b>Zr</b>		1			0,6	0,4		
<b>Gr</b>				6,7				
<b>Bt</b>	2,2			0,5				
<b>Opc</b>					0,6	2,65		0,5

La actinolita es el mineral metamórfico con mayor abundancia. Cristaliza en agregados de cristales que conforman un clivaje continuo junto con clorita y eventualmente también con muscovita. Los cristales son alargados, subidiomorfos con forma de agujas de tamaño muy fino a fino (FIGURA 4.2 A, B, C, D, E y F). Presenta color de interferencia amarillo (perpendicular a Z), en ocasiones violeta y azul de primer orden y el color es verde claro. La actinolita y la clorita rodean núcleos y franjas lenticulares compuestas por cuarzo, epidota y plagioclasa y también envuelven porfiroclastos de hornblenda. La clorita tiene color de interferencia gris a verde anómalo. Los cristales son alotriomorfos de tamaño fino a muy fino. Cristaliza por procesos metamórficos en núcleos junto con epidota que se encuentran rodeados por actinolita. También cristaliza en las sombras de presión de los porfiroclastos de hornblenda, epidota y plagioclasa (FIGURA 4.2 C y D).

La epidota se presenta de dos formas distintas, la más común es en forma de cristales subidiomorfos entre 10 y 20  $\mu\text{m}$ , incoloros y con colores de interferencia azul, violeta y amarillos de segundo orden, orientados por la foliación, evidenciando una cristalización metamórfica (FIGURA 4.2 A y B). La otra forma se caracteriza por agregados de 1 a 10 cristales idiomorfos a subidiomorfos, con tamaños de hasta 30  $\mu\text{m}$ , que se encuentran como porfiroblastos dentro de núcleos junto con clorita y rodeados por una matriz de actinolita, posiblemente generados por fluidos hidrotermales que alteran alumino-silicatos ricos en calcio (FIGURA 4.2 E). Los cristales de epidota de estos núcleos presentan formas subidiomorfas a idiomorfos, con colores de interferencia azul berlín a amarillo de segundo orden (posiblemente zoisita). Estos agregados de cristales no tienen orientación preferente.

El cuarzo se encuentra más comúnmente en lentes de agregados de cristales alotriomorfos con bordes irregulares, junto con plagioclasa, hornblenda, epidota y actinolita (FIGURA 4.2 A, B y H). Estos lentes van desde unas 10  $\mu\text{m}$  hasta 20 cm de espesor. Son comunes a lo largo de la unidad y generalmente están paralelos a la foliación, aunque también se encuentran junto con plagioclasa y calcita en fracturas. Los agregados muestran extinción ondulatoria, formación de subgranos y recuperación. También se presenta cristalizando de forma alargada en los bordes de los cristales de pirita, donde se aprecian los bordes de presión (FIGURA 4.2 G), mostrando una rotación de estos cristales.

La hornblenda se encuentra como porfiroclastos de 10 a 20  $\mu\text{m}$  (FIGURA 4.2 C y D), en algunas muestras (COLC-02; COLC-03, COLC-05, COLC-08b, COLC-90, COLC-92 y COLC-93) se observan cristales rodeados por actinolita de habito acicular. Estos porfiroclastos tienen bordes difusos, irregulares y su forma es redondeada. Presentan sombras de presión conformadas por clorita, actinolita y cuarzo. Se presenta pseudomorfismo parcial a total de clorita en los porfiroclastos (FIGURA 4.2 D). Tiene un pleocroísmo que varía de X=verde oliva, Y=verde oscuro, y, Z=castaño. Los porfiroclastos presentan inclusiones de esfena sin ninguna orientación y están alterados a óxidos de hierro. Algunos de estos porfiroclastos tienen una orientación de su macla (paralela al eje c) diferente a la orientación de los cristales aciculares de actinolita.

La plagioclasa se presenta de dos formas, la primera como cristales individuales subidiomorfos a alotriomorfos de tamaño entre 10 a 20  $\mu\text{m}$  de andesina en agregados, junto con cuarzo y epidota,

rodeados por actinolita y clorita, que son formados por el proceso metamórfico, posiblemente a partir de una plagioclasa más cálcica. La segunda forma de presentación, son los porfiroclastos (FIGURA 4.2 E, F y G) hasta de 50  $\mu\text{m}$  de andesina, que algunas veces presenta macla tipo carlsbad y polisintética. Los porfiroclastos tienen una deformación en los planos de macla, migración de los bordes de cristal y extinción ondulatoria. Son comunes las inclusiones de actinolita y ocasionalmente de cuarzo y epidota.

La calcita se encuentra en agregados de tamaño muy fino, en especial cuando los esquistos actinolíticos se encuentran intercalados con los esquistos cuarzo-muscovíticos, como en las secciones: COLC-03, COLC-08b, COLC-90, COLC-91 y COLC-93. Eventualmente, este mineral puede encontrarse en fracturas junto con cuarzo y constituyendo una matriz con sericita, actinolita y cuarzo, que envuelve porfiroclastos de piritita y plagioclasa (FIGURA 4.2 G).

La esfena esta diseminada como inclusiones en los porfiroclastos de hornblenda o en venas, en casi todas las secciones delgadas, constituyendo uno de los principales minerales accesorios. Los cristales son de tamaño muy fino entre 1 y 5  $\mu\text{m}$ , aunque en algunas venas se alcanzan tamaños de hasta 10  $\mu\text{m}$  (FIGURA 4.2 H). Los cristales son alotriomorfos a subidiomorfos y su relieve es muy alto.

El sulfuro más común es la piritita, aunque no se descarta la presencia de otros sulfuros diferentes como calcopiritita. La piritita encontrada se caracteriza por cristales subidiomorfos a idiomorfos, en algunos casos con formas cúbicas deformadas. Por lo general, son de tamaño fino de entre 2 a 10 mm. Tienden a acumularse en pequeños lentes paralelos a la foliación, donde se presentan varios cristales individuales. En secciones como COLC-91 (FIGURA 4.2 G) y COLC-06 los cristales alcanzan tamaños de hasta 2 mm y presentan bordes suturados, fracturas, flexión, alargamiento y se encuentran rodeados por una matriz de calcita, cuarzo y sericita.