

Artículo original

Sillimanita en esquistos y cuarcitas de los Esquistos del Silgará en el cerro La Ventana, macizo de Santander, Colombia: implicaciones petrológicas

Sillimanite in schists and quartzites of the Silgará Schists Unit in Cerro La Ventana in the Santander Massif, Colombia: petrological implications

✉ Carlos Alberto García-Ramírez, ✉ María Paula Rey-Roman*, ✉ José Jaime Martínez-Vertel

Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia

Resumen

La presencia masiva (18 y 52 %) de sillimanita (Sil) en esquistos y cuarcitas de la unidad Esquistos del Silgará en los sectores del cerro La Ventana y la cuchilla Frailejones es un caso único en el macizo de Santander en la cordillera Oriental de los Andes colombianos. En estas rocas se han reconocido dos tipos de sillimanita: Sil1, de la variedad fibrolita o prismática, y Sil2, de la variedad fibrolita (que se desarrolla en forma radial asociada con cuarzo). La asociación del pico metamórfico consiste en biotita+muscovita+cuarzo+plagioclasa+sillimanita1 con la formación de abundante sillimanita de la variedad fibrolita permitió determinar las siguientes condiciones: $T=650-720\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P=5,5-6,9\text{ Kb}$. Estas condiciones sugieren que las rocas sufrieron un gradiente metamórfico de cerca de $32\text{ }^{\circ}\text{C/Km}$, típico de un metamorfismo barroviano. La Sil2 se formó en una etapa ligeramente posterior al pico metamórfico en un ambiente menos deformado y posiblemente por el efecto termal debido al emplazamiento de ortoneises del Ordovícico Tardío. Las características geoquímicas evidencian que el protolito de estos esquistos y cuarcitas fueron pelitas asociadas con un margen continental activo.

Palabras clave: Sillimanita; Esquistos; Cuarcitas; Cerro La Ventana; Macizo de Santander; Colombia.

Abstract

The massive occurrence (18 and 52%) of sillimanite (Sil) in schists and quartzites of the Silgará Schists Unit in Cerro La Ventana and La Cuchilla Frailejones sectors is a unique case in the Santander Massif, Eastern Cordillera of the Colombian Andes. Two types of sillimanite were recognized: Sil1 of the fibrolite and/or prismatic variety and Sil2 of the fibrolite variety (which developed in a radial form associated with quartz). The association of the metamorphic peak consists in biotite+muscovite+quartz+plagioclase+sillimanite 1 with the abundant formation of sillimanite of the fibrolite variety allowed determining the following conditions: $T=650-720\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P=5.5-6.9\text{ Kb}$. These conditions suggest that the rocks suffered a Barrovian metamorphism. Sil 2 was formed in the slightly metamorphic post-peak stage in a weak deformation environment and possibly by the thermal effect produced by the orthogneisses emplacement during the Late Ordovician. The geochemical characteristics evidence a sedimentary pelitic protolith for the schists and quartzites that formed an active continental margin.

Keywords: Sillimanite; Schists; Quartzites; Cerro La Ventana; Santander Massif.

Introducción

La sillimanita es un mineral característico de metapelitas de alto grado de metamorfismo (debido a altas temperaturas), que aparece en la parte alta de la facies anfibolita y es estable en la facies granulita, incluso en condiciones de metamorfismo de temperatura ultra alta (Best, 2003). En este artículo se presentan los resultados de los estudios realizados en rocas

Citación: García-Ramírez CA, Rey-Roman MP, Martínez-Vertel JJ. Sillimanita en esquistos y cuarcitas de los Esquistos del Silgará en el cerro La Ventana, macizo de Santander, Colombia: implicaciones petrológicas. Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat. 44(172):876-891, julio-septiembre de 2020. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1147>

Editor: Carlos Jaramillo

***Correspondencia:**

María Paula Rey-Roman;
maria.reyl@correo.uis.edu.co

Recibido: 27 de enero de 2020

Aceptado: 6 de septiembre de 2020

Publicado: 30 de septiembre de 2020



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

de la unidad Esquistos del Silgará para la detección de la presencia masiva de sillimanita. La aparición inusual de sillimanita (que alcanza un 52 % de contenido modal en algunos litotipos) se registró en la parte central del macizo de Santander (MS), cerca de la localidad de Ranchadero, municipio de Santo Domingo de Silos (Norte de Santander), sector del cerro La Ventana. En esta zona los Esquistos del Silgará se presentan en contacto con la falla de Ventanas y con la unidad Ortoneis.

La sillimanita en la unidad Esquistos del Silgará se ha reportado en los sectores suroeste, central y oriental del macizo de Santander (**Ríos & García, 2001; Ríos, et al., 2003; García, et al., 2005; Castellanos, et al., 2008**). **Ríos & García (2001)** reportaron por primera vez en este macizo la presencia de los tres polimorfos de Al_2SiO_5 (sillimanita, cianita y andalucita) en una metapelita compuesta, además, de cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita y estaurolita como minerales principales, y una cantidad menor de granate y minerales opacos. Los minerales accesorios son la turmalina, el apatito y el circón, en tanto que la clorita y la sericita aparecen como minerales retrógrados. Las relaciones texturales indican la coexistencia de andalucita y cianita, en tanto que la sillimanita se formó en una etapa posterior a expensas del granate. **Ríos, et al. (2003)** definieron en la franja de Pescadero-Aratoca, al suroccidente del macizo, la zona de la sillimanita con la aparición de este mineral en esquistos con cuarzo, estaurolita, granate, muscovita y biotita. La sillimanita está asociada con el cuarzo y la muscovita como agregados de fibrolita. El granate y la estaurolita presentan evidencias de disolución. Otros minerales son la turmalina, el apatito, el circón y los opacos. Las temperaturas (T) obtenidas en estas rocas fueron de 660 a 700 °C y la presión (P), de 5,5 a 7,2 kb.

Hacia el norte y noreste de la cuchilla de Frailejones, **García, et al. (2005)** reportaron la presencia de sillimanita de la variedad fibrolita y prismática. **Castellanos, et al. (2008)** describieron en los esquistos pelíticos aflorantes al suroeste de su área de estudio una asociación mineral de cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita con sillimanita de la variedad fibrolita, la cual se desarrolla a la manera de agregados fibrosos, reemplazando la biotita, la mica blanca y la cianita. También ocurre en reemplazo de los bordes de la estaurolita o como inclusión en el cuarzo, la plagioclasa y las micas.

Ríos y Castellanos (2015) estudiaron una secuencia metamórfica de los Esquistos del Silgará en la región de Hacarí, Norte de Santander, estableciendo un metamorfismo de tipo Buchan por la presencia de andalucita, cordierita y sillimanita como la fase de más alta temperatura. Esta secuencia estaría relacionada con el emplazamiento de plutones del Jurásico-Triásico.

Se puede afirmar, entonces, que la sillimanita es un mineral común en metapelitas de la unidad Esquistos del Silgará en diferentes sectores del macizo de Santander y bajo condiciones de facies anfíbolita. Sin embargo, la presencia masiva de sillimanita, que en algunas rocas alcanza hasta el 52 % de contenido, en el cerro La Ventana y en cuchilla de Frailejones es única; esta presencia masiva también se registra en franjas delgadas de metapelitas bordeadas por cuerpos de ortonéis. Con el propósito de estudiar este mineral, se adelantaron trabajos de campo de exploración petrográfica y geoquímica, análisis con el microscopio electrónico de barrido (SEM) y cálculos termobarométricos mediante pseudosecciones.

Marco geológico

El macizo de Santander está localizado al norte de la cordillera Oriental de los Andes colombianos y forma el margen sureste del Bloque Triangular de Maracaibo. Se caracteriza por ser estructuralmente un bloque levantado, limitado en el margen occidental por el Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta con una tendencia norte-norte-occidente (**Van Der Lelij, et al., 2015**), y en el margen oriental por el Sistema de Fallas Pamplona – Cubogón – Mercedes (**García, et al., 2005**). Las foliaciones en el macizo de Santander presentan una tendencia norte-sur, que tiende a ser paralela al eje de la cordillera Oriental (**García, et al., 2005**).

El basamento cristalino del macizo de Santander comprende rocas metamórficas de origen sedimentario e ígneo de edad entre el Precámbrico y Paleozoico, intruidas por rocas ígneas de edad correspondiente al Silúrico, Triásico a Cretácico y Mioceno (**Goldsmith, et al.**, 1971 y **Mantilla, et al.**, 2013). Las unidades metamórficas del macizo son: Neis de Bucaramanga; Esquistos del Silgará (*s.s.*); Esquistos del Chicamocha, nombre asignado por **Mantilla, et al.**, 2016 a los esquistos aflorantes al suroccidente del macizo en la franja Pescadero-Aratoca; Ortoneis, y Filitas de San Pedro (**Ward, et al.**, 1973; **Royero & Clavijo**, 2001; **Mantilla, et al.**, 2016). Otros autores también han reportado rocas de bajo grado de metamorfismo, como las metasedimentitas de Guaca – La Virgen (**Royero & Clavijo**, 2001), la Formación Floresta Metamorfoseado y la Mogotes (**Moreno, et al.**, 2005). La descripción detallada de estas unidades metamórficas se ha abordado en estudios como el de **García, et al.** (2005), **Mantilla, et al.** (2016), **García, et al.** (2017), y **García, et al.** (2019), entre otros.

La zona de estudio está localizada cerca al corregimiento Ranchadero, del departamento de Norte de Santander, en la cuchilla de Frailejones y el cerro La Ventana (**Figura 1**). En este sector afloran rocas de la unidad Esquistos del Silgará a manera de dos franjas alargadas en dirección noreste (NE). Estas rocas están en contacto fallado cubierto (dos fallas inferidas y la falla de Ventanas) con la unidad Ortoneis siguiendo la dirección noreste de las franjas alargadas.

Metodología

El trabajo de campo consistió en la descripción de la presencia de la sillimanita en rocas de los Esquistos del Silgará. Se estudiaron, asimismo, las características estructurales, texturales y mineralógicas y la relación de campo con la unidad Ortoneis. Los estudios incluyeron muestreos (**Figura 1**).

Los estudios petrográficos se adelantaron en el laboratorio de petrografía de la Universidad Industrial de Santander con el microscopio triocular Leica DM750POL. Las abreviaturas usadas en la descripción de los minerales son las propuestas por la subcomisión en rocas metamórficas (SCMR 2007) de la Unión Internacional de Geociencias (**Siivola, et al.**, 2007). Los análisis geoquímicos se hicieron en los laboratorios de Bureau Veritas en Canadá. Los elementos mayores se determinaron por fluorescencia de rayos X. Las trazas y tierras raras se analizaron mediante espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). El límite de detección para los elementos mayores se fijó en 0,01 % de peso y 0,1 y 0,01 ppm para las trazas y tierras raras. El laboratorio usó las muestras estándar STD OREAS45E, STD OREAS25A-4A, STD OREAS184, STD SY-4(D), STD OREAS45E, STD OREAS25A-4A, y QUARTZ_MDE, QUARTZ_MDE, como blancos. Los datos obtenidos se procesaron con el programa Geochemical Data Toolkit (GCDkit), versión 6.0 (**Janoušek, et al.**, 2019) de descarga gratuita en <http://www.gcdkit.org/download>.

Los análisis por microscopía electrónica de barrido (MEB) se realizaron en un equipo Field Emission Gun (FEG) (Quanta™ EG 650) en el Parque Tecnológico de Guatiguará-UIS. Las imágenes se tomaron en alto vacío y voltaje de aceleración de 20 kV. Las imágenes de electrones secundarios se obtuvieron con el detector Everhart Thornley (ETD) para observar la morfología, y las de electrones retrodispersados con un detector de tipo SSD para observar variaciones de composición. Los datos químicos semicuantitativos se analizaron con un voltaje de aceleración de 20Kv y un detector Edax Apollo X con una resolución de 126.1 eV (en. Mn K α) para los análisis de espectroscopía por energía de dispersión con el programa EDX Genesis.

Los cálculos termobarométricos se hicieron con el método de pseudosección mediante el programa Theriak-Domino, v. 04/02/2017 (**Capitani & Petrakakis**, 2010) y la base de datos termodinámica JUN92d.bs de **Berman** (1988). Se construyeron los diagramas para el sistema TiMnNKFCMASH (TiO₂, MnO, Na₂O, K₂O, FeO, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ y H₂O).

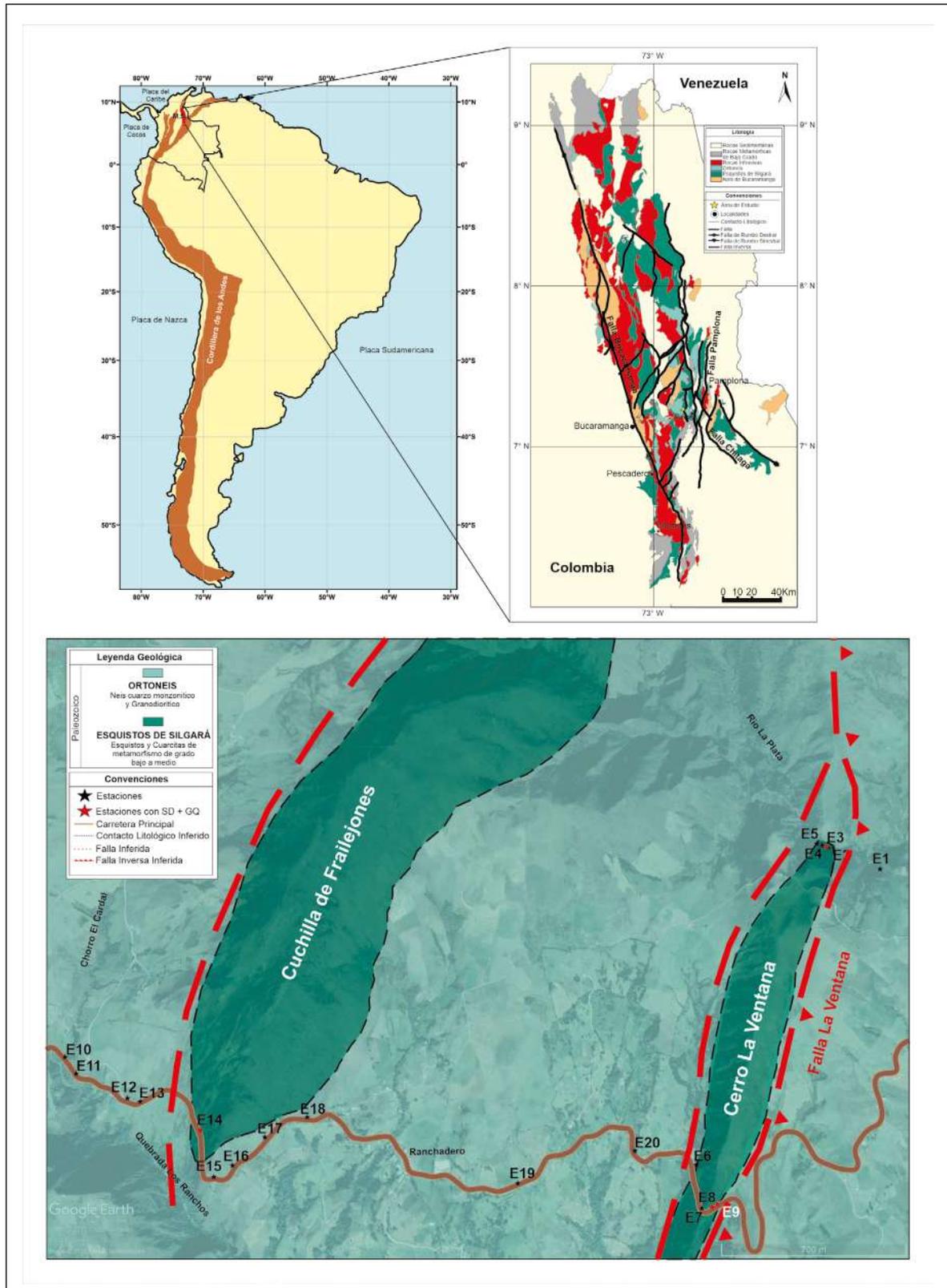


Figura 1. a) Localización geográfica del macizo de Santander en los Andes colombianos. b) Mapa geológico simplificado del macizo de Santander indicando la zona de estudio (modificado de **García, et al., 2019**). c) Mapa geológico de la zona de estudio (base topográfica modificada de **Google Earth, 2019**).

Petrografía

Los Esquistos del Silgará están constituidos por rocas metapelíticas que afloran en los denominados cerro La Ventana y cuchilla de Frailejones. En las márgenes del río La Plata, en el cerro La Ventana, afloran cuarcitas muscovíticas con sillimanita, esquistos sillimaníticos y esquistos muscovíticos cuarzosos con cianita y sillimanita, y en la cuchilla de Frailejones predominan esquistos cuarzo-micáceos con sillimanita. La presencia de sillimanita en esta unidad ha sido reportada por **García, et al.** (2005) en las muestras PCM-965 y PCM-972 al norte de la cuchilla de Frailejones. En este estudio se diferencian dos (2) tipos de sillimanita: Sil1, de la variedad fibrolita o prismática (resultado del reemplazo de la biotita) y Sil2, de la variedad fibrolita (que se desarrolla en forma radial desde el núcleo de cuarzo).

Las cuarcitas muscovíticas con sillimanita (muestra E3-M1) son de color gris a blanco con tonalidades amarillas y grano de tamaño medio. Se caracterizan por exhibir Sil2 en el núcleo de individuos de cuarzo, son débilmente foliadas y su asociación mineral es: cuarzo+muscovita+biotita+sillimanita₂; textura principal lepidogranoblástica.

Los esquistos muscovítico-cuarzosos con cianita y sillimanita (muestra E8-M1) son de color gris con tonalidades amarillas y tamaño de grano fino a medio. Se caracterizan por la coexistencia de cianita y sillimanita asociadas con muscovita que define la foliación de la roca. La textura principal es lepidogranoblástica y su asociación mineral es: cianita+sillimanita₁+cuarzo+muscovita, y posteriormente sillimanita₂ (tardía).

Los esquistos sillimaníticos (muestra E9-M1) son de color marrón claro con bandas grises y blancas de sillimanita (fibrolita que reemplaza biotita), y tamaño de grano muy fino. Su foliación S_n está definida por los agregados de biotita y sillimanita. La textura principal de estas rocas es granolepidoblástica y su asociación mineral es: biotita+muscovita+cuarzo+plagioclasa+sillimanita₁.

Los esquistos cuarzo-micáceos con sillimanita (muestra E14-M1) son de color gris oscuro con bandas blancas de sillimanita (fibrolita que reemplaza la biotita) y tamaño de grano muy fino a fino. Presenta evidencias de disolución en granate y biotita. La textura principal es granolepidoblástica y la textura local es poiquiloblástica. La asociación mineral es: cuarzo+biotita+muscovita+plagioclasa+granate+sillimanita₁.

Litológicamente, el ortoneis está compuesto principalmente por rocas cuarzo-feldespáticas y rocas metapelíticas. En el flanco oeste de la cuchilla de Frailejones predominan ortoneises cuarzo-feldespáticos con biotita y ortoneises biotíticos con hornblenda, en tanto que en el flanco este los ortoneises son muscovíticos; la zona entre la cuchilla de Frailejones y el cerro La Ventana está constituida por ortoneises biotíticos.

Los ortoneises cuarzo-feldespáticos con biotita son de color rosado con tonalidades de grisáceas a marrón claro y tamaño de grano medio a grueso; se caracterizan por estar débilmente foliados y su asociación mineral es: cuarzo+ortoclasa+plagioclasa+biotita; la textura principal de estas rocas es lepidogranoblástica y localmente tiene texturas peritítica y mirmequítica.

Los ortoneises cuarzo-feldespáticos con hornblenda son de color rosado con porfiroblastos de color negro a verde oscuro, y el tamaño de grano varía de medio a grueso; son débilmente foliados y su asociación mineral es: ortoclasa+cuarzo+plagioclasa+hornblenda+biotita; es común encontrar los cristales de hornblenda acompañados de titanita y rodeados por biotita. La textura principal de esta roca es lepidogranoblástica y localmente son de textura nematogranoblástica.

Los ortoneises muscovíticos son de color rosado con tonalidades grisáceas y porfiroblastos negros, tamaño de grano variable de medio a grueso y localmente exhibe tamaño de grano fino. A diferencia de los ortoneises cuarzo-feldespáticos, estos se caracterizan por presentar una foliación S_n bien desarrollada. Su asociación mineral es: cuarzo+muscovita+biotita±plagioclasa. La presencia de muscovita en estas rocas genera tonalidades grisáceas en los ejemplares y su desarrollo puede asociarse con la intrusión de un cuerpo diferente de características más básicas (enriquecido en Al y K).

Geoquímica

La geoquímica de roca total en la unidad Esquistos del Silgará se determinó en tres muestras: esquisto muscovítico cuarzoso con cianita y sillimanita (E8-M1), esquisto sillimanítico (E9-M1) y esquisto cuarzo-micáceo con sillimanita (E14-M1). La composición geoquímica de estas rocas se presenta en la **tabla 1**. Los esquistos de las muestras E9-M1 y E14-M1 corresponden a metapelitas muy enriquecidas en Al_2O_3 (22,39 y 20,01 wt.%) con cantidades muy similares de SiO_2 . La muestra E14-M1 está más enriquecida con Fe_2O_3 total, MgO y K_2O (11,52, 3,25 y 5,02 wt.%, respectivamente) como resultado de los mayores contenidos de biotita, muscovita y granate (**Tabla 2**). El esquisto muscovítico cuarzoso con cianita y sillimanita de la muestra E8-M1 es más cuarzoso y presenta contenidos altos (83,39 wt.%) de SiO_2 y bajos (6,38 wt.%) de Al_2O_3 .

Las características geoquímicas de las rocas metasedimentarias pueden emplearse para conocer el grado de meteorización de la roca parental y la proveniencia y el ambiente tectónico de formación. Para conocer la paleometeorización se usó el índice químico de alteración (CIA= $[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)] \times 100$) de **Nesbitt & Young** (1982). Los esquistos estudiados evidencian un intemperismo alto del protolito con índice de alteración de 77,23 (muestra E14-M1), 79,85 (muestra E8-M1) y 84,91 (muestra E9-M1), valores con tendencias similares (CIA=75,30) al promedio de las rocas sedimentarias posarqueanas de Australia (*Post-Archaean Average Australian Shale*, PAAS) (**Taylor & McLennan**, 1985), pero muy superiores al de la corteza superior continental (*Upper Continental Crust*, UCC) de **Taylor & McLennan**, 1981 (CIA=56,93) (**Tabla 1**).

Tabla 1. Composición química de los Esquistos del Silgará. Los mayores se expresan en porcentaje de peso de óxidos (%) y los trazas en partes por millón (ppm).

Muestra	E8-M1	E9-M1	E14-M1	PAAS	UCC
Litología	Esquisto muscovítico cuarzoso con cianita y sillimanita	Esquisto sillimanítico	Esquisto cuarzo-micáceo con sillimanita		
SiO₂	83,39	58,73	56,00	62,80	66,00
TiO₂	0,50	0,90	1,47	1,00	0,50
Al₂O₃	6,38	22,39	20,01	18,90	15,20
Fe₂O₃	6,12	8,17	11,52	7,22	4,50
MnO	0,02	0,08	0,21	0,11	0,08
MgO	0,13	2,37	3,25	2,20	2,20
CaO	0,02	0,03	0,22	1,30	4,20
Na₂O	0,17	0,12	0,66	1,20	3,90
K₂O	1,42	3,83	5,02	3,70	3,40
P₂O₅	0,02	0,13	0,08	0,16	0,17
Loi	0,8	2,9	1,6	6,00	
Cr₂O₃	0,01	0,01	0,01		
Total	98,98	99,66	100,05	104,59	100,15
Mo	0,06	0,17	0,36		
Ni	13,6	39,8	53,3	55,00	44,00
Zn	5,1	98,4	122,3	85,00	71,00
Cu	1,6	37,0	20,9	50,00	25,00
As	3,6	2,3	1,5		1,50
Cd	<0,02	0,10	0,11		
Sb	0,04	<0,02	<0,02		0,20
Bi	0,06	0,18	0,34		

Ag	<20	30	<20		
Tl	0,37	1,23	1,27		
Se	<0,3	<0,3	<0,3		
Ga	6,94	22,05	25,77		
Sc	5,2	16,2	23,4	16,00	13,60
V	35	127	158	150,00	107,00
W	0,8	0,4	2,0		
Co	2,0	14,0	26,9	23,00	17,00
Cs	3,4	17,7	7,9	15,00	4,60
Ba	175	530	682	650,00	550,00
Be	<1	5	1		
Rb	74,5	149,2	200,9	160,00	112,00
Sn	0,9	2,5	4,2		
Th	7,4	11,1	17,6	14,60	10,70
Nb	6,13	12,01	24,23	19,00	12,00
Ta	0,3	0,9	1,7		1,00
Sr	73	46	32	200,00	350,00
Zr	1,7	0,8	1,7	210,00	190,00
Hf	0,06	0,04	0,07	5,00	5,80
Y	6,2	6,4	12,8	27,00	22,00
Pb	10,61	43,70	14,72		17,00
U	1,4	6,1	3,7	3,10	2,80
La	19,2	18,6	42,0	38,20	30,00
Ce	39,84	43,85	91,10	80,00	64,00
Pr	5,2	5,8	11,8	8,80	7,10
Nd	18,0	20,7	40,5	32,00	26,00
Sm	4,3	4,7	8,2	5,60	4,50
Eu	0,8	1,1	1,5	1,10	0,88
Gd	2,9	3,8	6,4	4,70	3,80
Tb	0,3	0,5	0,7	0,77	0,64
Dy	2,0	2,5	3,6	4,68	3,50
Ho	0,3	0,4	0,6	0,99	0,80
Er	0,6	0,9	1,2	2,85	2,30
Tm	<0,1	0,1	0,2	0,40	0,33
Yb	0,4	0,8	1,4	2,80	2,20
Lu	<0,1	0,1	0,2	0,43	0,32
Sum REE	93,84	103,85	209,4	183,32	146,37
CIA	79,85	84,91	77,23	75,30	56,93
LaN/YbN	32,00	15,50	20,00	910	9,09
LaN/SmN	2,75	2,43	3,15	4,20	4,10
CeN/YbN	25,33	13,94	16,55	7,27	7,40
CeN/SmN	2,17	2,19	2,61	3,35	3,34
EuN/YbN	5,71	3,93	3,06	1,12	1,14

CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$; PAAS: promedio de rocas posarqueanas de Australia; UCC: corteza superior continental. Los valores que aparecen con signo < están por debajo del límite de detección.

Tabla 2. Localización y composición mineralógica de las rocas representativas de la unidad Esquistos del Silgará

Coordenadas*		Nombre de la roca	N° de muestra	Composición mineral (%)											
Latitud	Longitud			Qtz	Pl	Bt	Ms	Sil	Ky	Ttn	Tur	Grt	Ox	Op	Zrn
7° 15' 08,6"	72° 47' 49,9"	Cuarcita muscovítica con sillimanita	E3-M1	76		0,6	14	6				0,2	3	0,2	
7° 14' 19,9"	72° 48' 09,8"	Esquisto muscovítico cuarzoso con cianita y sillimanita	E8-M1	61		2	15	5	8	1	2		5	1	
7° 14' 20,2"	72° 48' 09,2"	Esquisto sillimanítico	E9-M1	12	5 (ser)	26	1	52				4		1	
7° 14' 29,1"	72° 49' 15,1"	Esquisto cuarzo micáceo con sillimanita	E14-M1	20	0,6	35	16	18				6	0,4	3	1

Qtz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Ms: muscovita; Ttn: titanita; Tur: turmalina; Grt: granate; Ox: óxidos; Op: opacos; Zrn: zircón.

*Coordenadas del sistema Gauss, Datum Bogotá Observatory, Origen Bogotá

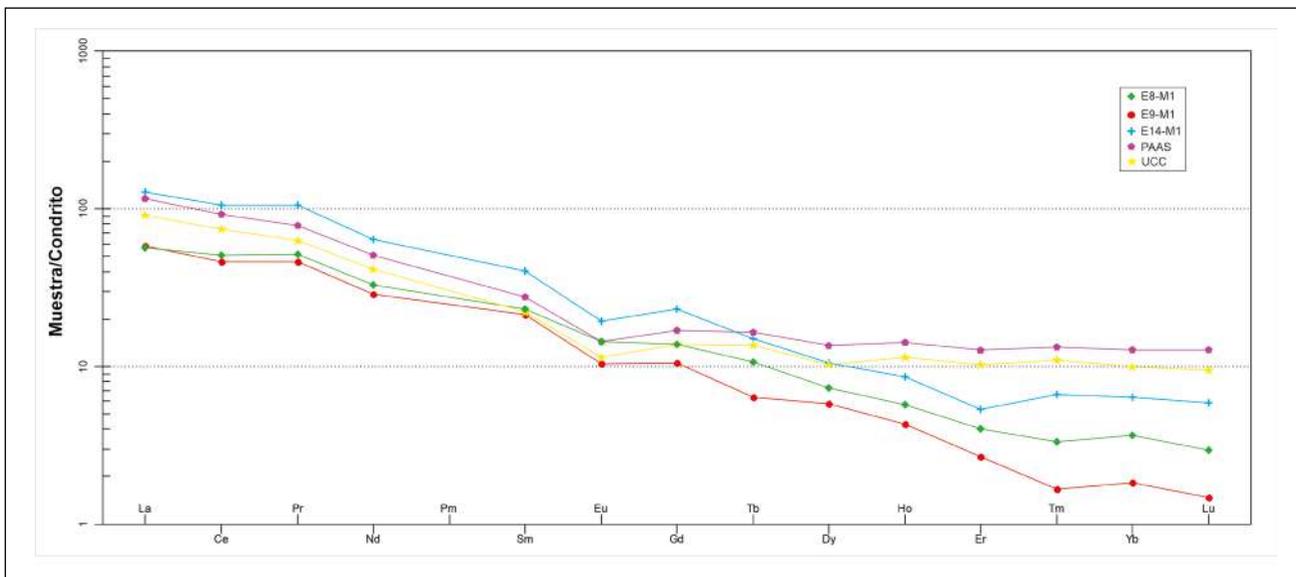


Figura 2. Diagrama REE de las muestras analizadas normalizado al condrito de Nakamura (1974)

Los elementos de las tierras (REE) presentan un comportamiento inmóvil durante los procesos de metamorfismo, razón por la cual guardan la signatura isotópica de la roca fuente. Los contenidos de REE analizados se normalizaron al condrito de Nakamura (1974) (Figura 2). También se presentan los patrones de referencia usados en rocas meta-sedimentarias como son el contenido de la UCC de Taylor & McLennan (1981) y el contenido promedio de las rocas PAAS de McLennan (1989). Las muestras analizadas evidenciaron un empobrecimiento en REE con respecto a las PAAS y la UCC. Solo la muestra E14-M1 presentó contenidos más altos en REE ligeras que las de PAAS y UCC. Las rocas estudiadas muestran una anomalía negativa de Eu con una relación Eu/Eu^* de 3,06-5,71 (Tabla 1). El contenido total de REE en las metapelitas (muestras E8-M1 y E9-M1) es, respectivamente, de 93,84 ppm y 103,85 ppm, inferior a la corteza superior ($\Sigma REE = 146,37$ ppm) y el PAAS ($\Sigma REE = 183,32$ ppm). La muestra E14-M1 presenta valores de $\Sigma REE = 209$ ppm superiores a la UCC y el PAAS.

Las relaciones Ta/Yb y Th/Yb (muestra E8-M1= 0,75 y 18,5; muestra E9-M1= 1,12 y 13,87, y muestra E14-M1= 1,21 y 12,57) indican que el ambiente tectónico del protolito de los esquistos estudiados corresponde a un margen continental activo.

Presencia de la sillimanita

La sillimanita ocurre de dos formas: 1) agregados fibrosos o individuos prismáticos siguiendo la dirección de la foliación (Sil1), y 2) agregados fibroso-radiales (Sil2).

Sillimanita1. Ocurre como variedad de la fibrolita (agregados fibrosos alargados) o individuos prismáticos que forman bandas y están orientados según la dirección de la foliación principal de la roca. Normalmente, la Sil1 (**Figura 3a-d**) está presente en esquistos muscovítico-cuarzosos con cianita y sillimanita (muestra E8-M1), en esquistos sillimaníticos (muestra E9-M1) y en esquistos cuarzo-micáceos con sillimanita (muestra E14-M1).

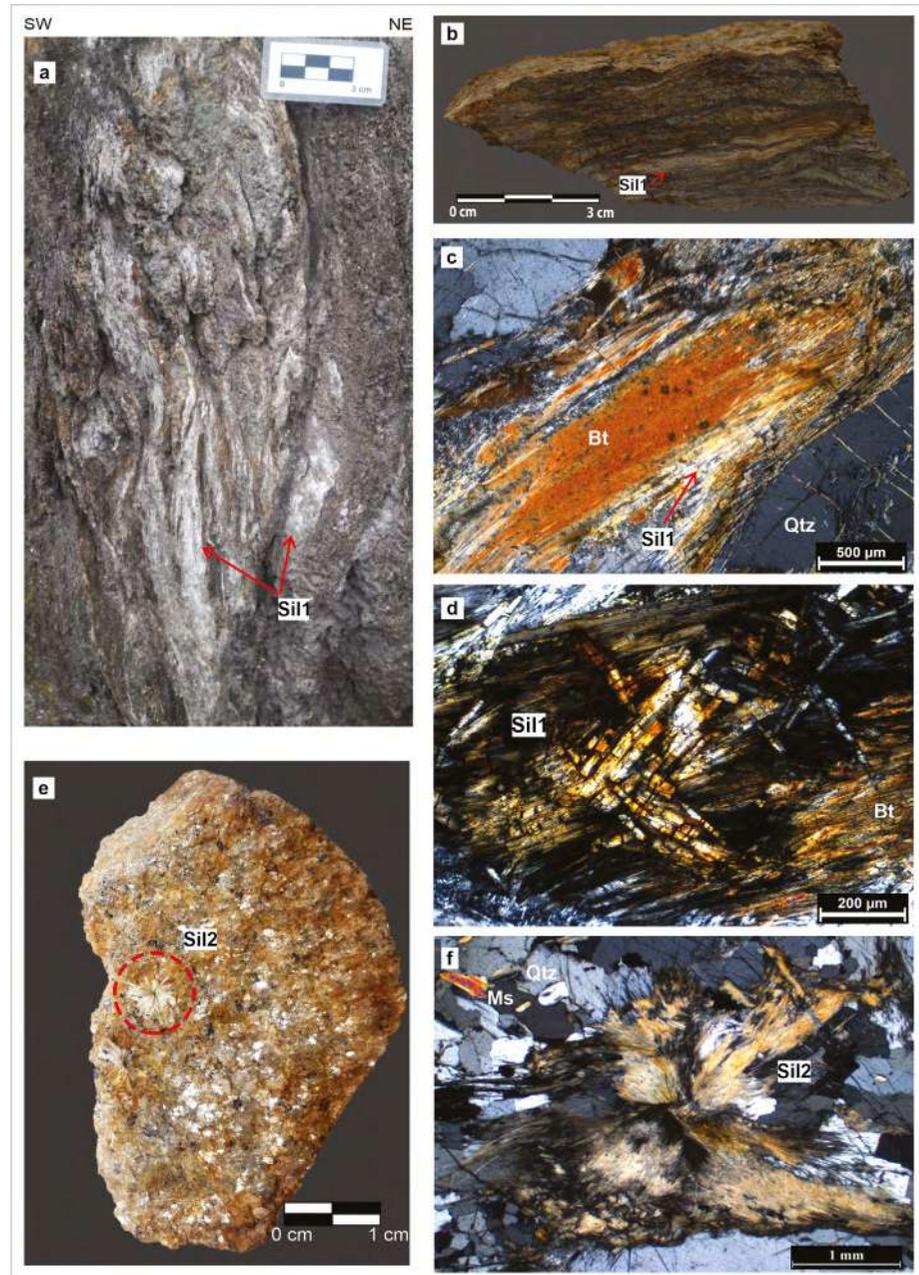


Figura 3. Presencia de sillimanita. **a-b)** Sillimanita1 en afloramiento y muestra de mano; **c)** fibrolita en reemplazo de biotita; **d)** sillimanita1 de variedad prismática corta; **e-f)** sillimanita2 en muestra de mano y bajo el microscopio

La Sill ocurre en reemplazo de biotita; este reemplazo es más intenso en los planos de exfoliación o en los bordes de la biotita (**Figura 3c**); cuando el reemplazo es completo, la sillimanita de variedad prismática corta tiene un tamaño de grano muy fino (20-40 μm), en tanto que la prismática alargada tiene un tamaño de grano muy fino a medio (10-80 μm y 40-86 μm de ancho y largo, respectivamente) (**Figura 3d**). La asociación inicial de cianita+biotita+muscovita+cuarzo indica condiciones del pico bárico de metamorfismo. El aumento de la temperatura facilita el reemplazo de biotita por sillimanita y, como resultado, la nueva asociación estable es de cianita+sillimanita+muscovita+cuarzo, la cual representa condiciones del pico térmico. En estas rocas también se puede presentar la sillimanita2 en forma de agregados fibrosos radiales sin orientación, asociados espacialmente con el cuarzo (ver la descripción de la sillimanita2)

Sillimanita2. Se presenta de forma radial con tonalidades blancas y amarillas asociada con cuarzo. Se puede observar esta variedad en rocas metapelíticas del cerro La Ventana: cuarcitas muscovíticas con sillimanita (muestra E3-M1), esquistos muscovíticos cuarzosos con cianita y sillimanita (muestra E8-M1).

La sillimanita2 ocurre en forma de agregados fibroso-radiales en cuarzo o zonas aledañas a este (**Figura 3f**). La disposición de estos agregados no concuerda con la foliación existente en la roca, incluso si la roca contiene también sillimanita1 (muestras E8-M1, E9-M1 y E14-M1). Por ello, la presencia de la sillimanita2 indicaría un evento termal sobreimpuesto al metamorfismo barroviense.

En la **figura 4** se presentan imágenes de electrones retrodispersados y espectros EDS de variedades morfológicas de sillimanita.

Condiciones de presión y temperatura del metamorfismo

Las condiciones de presión y temperatura (P-T) de las rocas estudiadas se determinaron mediante el programa Theriak-Domino, v. 04/02/2017 (**Capitani & Petrakakis, 2010**) usando la base termodinámica JUN92d.bs de **Berman (1988)**. Se construyó el diagrama isoquímico (pseudosección) de la muestra E9-M1 para el sistema TiMnNKFCMASH (TiO_2 , MnO, Na_2O , K_2O , FeO, CaO, MgO, Al_2O_3 , SiO_2 y H_2O).

La muestra E9-M1 es un esquistos sillimanítico con asociación del pico metamórfico consistente en biotita+muscovita+cuarzo+plagioclasa+sillimanita1, con una formación de abundante sillimanita de la variedad fibrolita, lo que indica el pico térmico. La pseudosección obtenida (**Figura 5**) muestra un campo equivalente con la descripción petrográfica, lo que sugiere unas condiciones de $T=650\text{-}720^\circ\text{C}$ y $P=5,5\text{-}6,9\text{Kb}$.

Discusión

La presencia de abundante de sillimanita con variada morfología en esquistos y cuarcitas de la unidad Esquistos del Silgará en forma de franjas delgadas, bordeadas por ortoneis plantea interrogantes acerca del metamorfismo, sus condiciones de presión y temperatura y las posibles reacciones que formaron la sillimanita. La presencia de dos tipos de sillimanita, sillimanita1 (variedad de fibrolita o prismática) y sillimanita2 (fibroso-radial) indicaría dos posibles eventos metamórficos: (i) un metamorfismo regional barroviense (presiones intermedias, altas temperaturas), que ha sido reportado en la zona de estudio (**García, et al., 2005; Castellanos, et al., 2008**), y (ii) un metamorfismo regional o posiblemente de contacto (presiones bajas, altas temperaturas).

En el macizo de Santander la presencia de la sillimanita1 en los Esquistos del Silgará ha sido reportada en el sector suroccidental por **Ríos & García (2001)** y **Ríos, et al. (2003)** y en el central y el nororiental por **García, et al. (2005)** y **Castellanos, et al. (2008)**. En este tipo de sillimanita es clara la relación con el metamorfismo barroviense, que ha sido definido como el principal evento metamórfico de esta zona durante el Ordovícico Temprano, 471 y 479 Ma (**Mantilla, et al., 2012; Van der Lelij, et al., 2013; García, et al., 2017**). Esta sillimanita ocurre en equilibrio con la cianita como es el caso de la muestra E8-M1. La sillimanita2 se presenta algunas veces en rocas donde aparece también la sillimanita1; sin embargo, las relaciones texturales evidencian un origen diferente al metamorfismo barroviense para la sillimanita2.

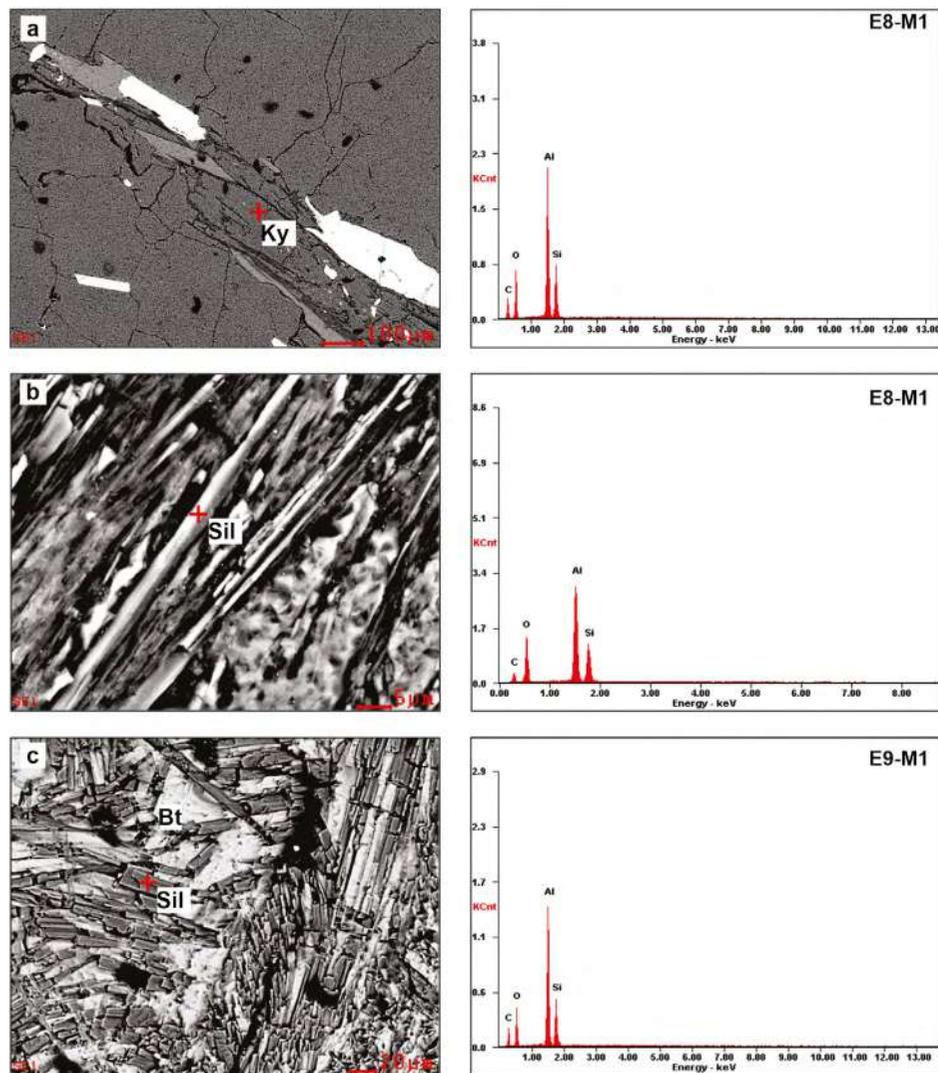


Figura 4. Imágenes de electrones retrodispersados de cianita (a) y su espectro EDS a la derecha y sillimanita fibrolítica (b) y prismática (c).

La formación de sillimanita1 podría haberse dado mediante las siguientes reacciones:

1) Granate+muscovita = sillimanita+biotita+cuarzo (Zhao & Cawood, 1999). Las evidencias petrográficas que respaldan este planteamiento son la presencia de relictos de granate con evidencias de disolución (bordes corroídos), inclusiones de cuarzo y coronas de reacción compuestas por biotita2 (Figura 6a-b) en esquistos de cuarzo micáceos con sillimanita (muestra E14-M1).

2) Reacción polimórfica con cianita, aunque no de forma directa, tal como lo indican Chinner (1961), Kerrick (1990) y Foster (1991). Estos autores mencionan que la nucleación y crecimiento de la sillimanita comúnmente se asocia con la biotita, que es un mineral catalizador que acelera la reacción formadora de sillimanita en metapelitas de alto grado.

Evidencias como el reemplazo de cianita por muscovita y de sillimanita por biotita en un esquisto muscovítico cuarzoso con cianita y sillimanita (muestra E8-M1), podrían respaldar la formación de la sillimanita a partir de cianita con biotita y muscovita como fases intermedias de la reacción (Foster, 1991). Las evidencias petrográficas se muestran en la figura 6c-d y su interpretación según Foster (1991) en la figura 7. La desestabilización de cianita con formación de sillimanita1 forma parte de la secuencia progradada del

metamorfismo barroviense. Las condiciones de este pico metamórfico fueron $T=650-720^{\circ}\text{C}$ y $P=5,5-6,9\text{Kb}$ para la muestra E9-M1 (Figura 5), que en buena parte coinciden con las reportadas por **García, et al.** (2005) para este sector del macizo de Santander.

Resulta más problemático explicar la presencia de la sillimanita2 de morfología fibroso radial sin orientación preferencial asociada solo con cuarzo. La presencia de este tipo de sillimanita no ha sido reportada en estudios anteriores en otros sectores del macizo de Santander.

A nivel mundial la presencia de sillimanita con características muy similares ha sido relacionada con eventos termales, ya sea por metamorfismo de contacto (**Smith, 1945; Hash, et al., 1951; Douglass & Brew, 1985; Kerrick, 1987; Dusel-Bacon, et al., 1996; Stowell & Crawford, 2000; Stowell & Tinkham, 2003; Homam & Ghaemi, 2008**) o metamorfismo regional de tipo Buchan (**Miyashiro, 1994; Best, 2003; Wang, et al., 2013**). Según **Best (2003)**, en el metamorfismo regional de tipo Buchan hay una clara similitud con las asociaciones de minerales pelíticos en aureolas metamórficas de contacto desarrolladas alrededor de intrusiones magmáticas en la corteza superficial (<10 km).

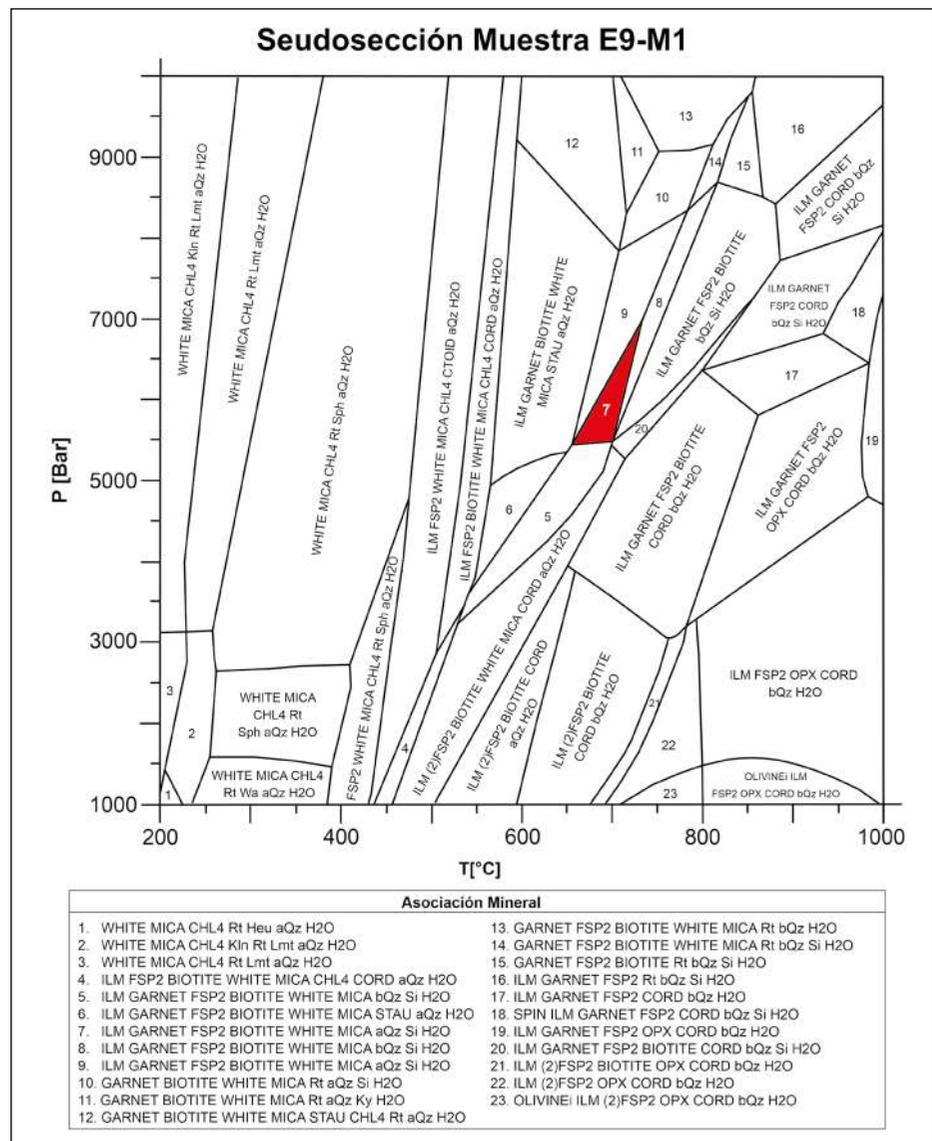


Figura 5. Pseudosección del esquistillo sillimanítico (muestra E9-M1)

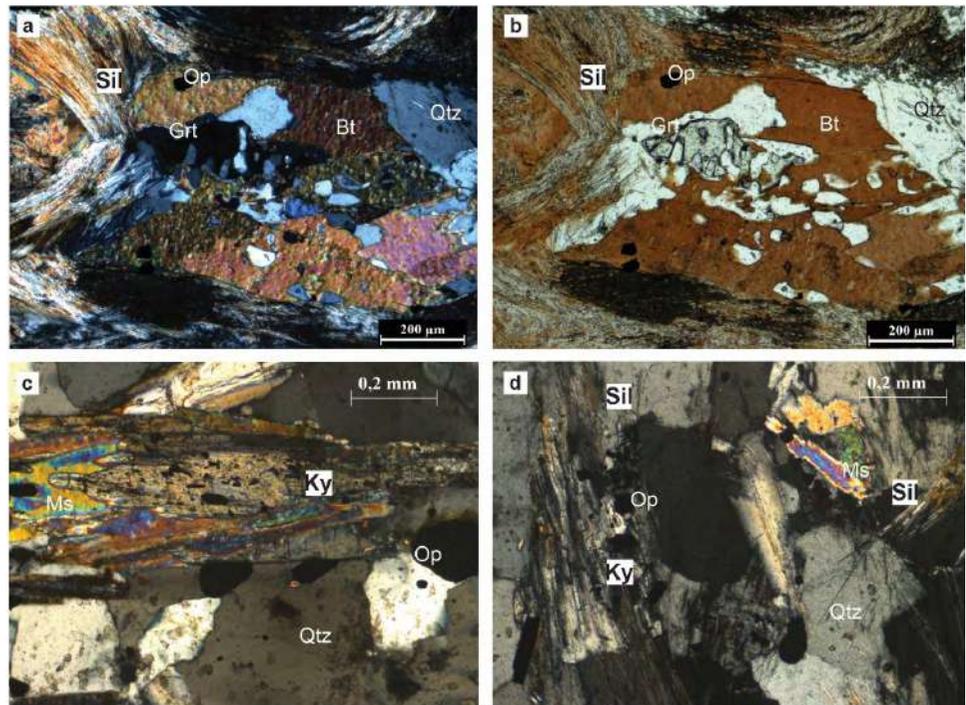


Figura 6. a-b) Evidencias de disolución de granate y resultados de la posible reacción en esquistos de cuarzo micáceo con sillimanita (muestra E14-M1); microfotografía en nicols cruzados y paralelos. **c-d)** Evidencias texturales de reacciones locales de la reacción polimórfica cianita=sillimanita en esquistos muscovíticos cuarzosos con cianita y sillimanita (muestra E8-M1); microfotografía en nicols cruzados

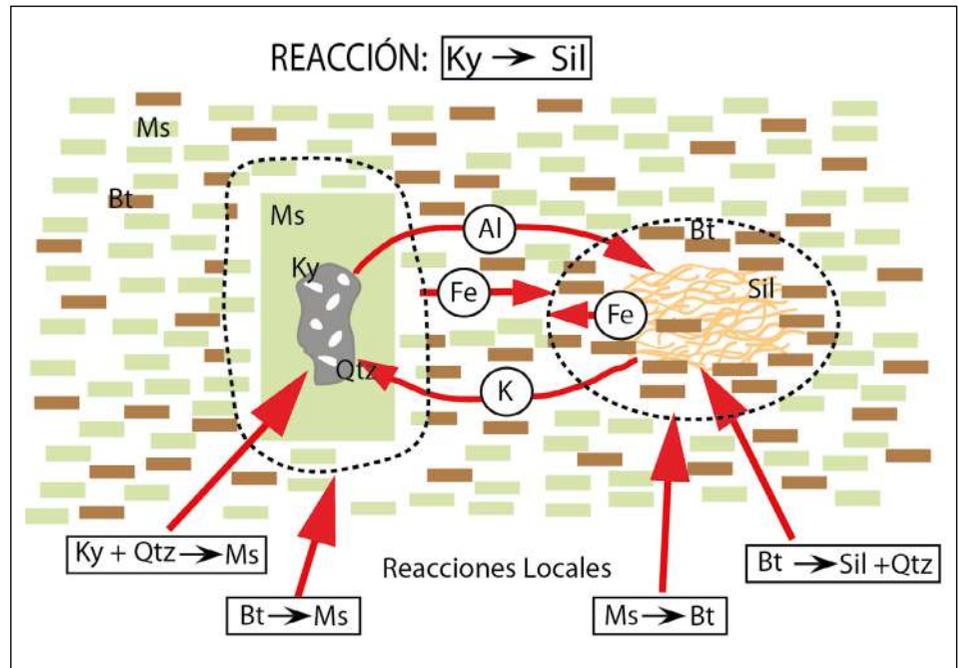


Figura 7. Mecanismos de reacción usando mica como catalizador de la reacción cianita = sillimanita. El material transportado de Fe, Al y K se muestra con las flechas entre las dos reacciones locales. Modificado de Foster (1991)

La hipótesis de un evento termal a bajas presiones se soporta también en las variaciones en el tamaño de grano del cuarzo. Los resultados de esta medición en cuarcita muscovítica con sillimanita (muestra E3-M1), esquistos muscovíticos cuarzosos con cianita y sillimanita (muestra E8-M1) y esquistos cuarzoso micáceo con sillimanita (muestra E14-M1) evidencian dos poblaciones: la primera varía entre 0,08-2,05 mm y la segunda, entre 1,83-4,45 mm. La población de mayor tamaño de cuarzo evidencia un posible proceso de recristalización como reflejo de un evento termal.

Como se mencionó en el marco geológico, las franjas de Esquistos del Silgará se encuentran rodeadas de cuerpos de ortoneis. El cuerpo de ortoneis localizado al oeste se caracteriza por presentar una foliación débil en comparación con los ortoneis situados más al este. En el macizo de Santander se han reportado ortoneis del Ordovícico Temprano con edades entre 471 y 479 Ma (Mantilla, *et al.*, 2012; Van der Lelij, *et al.*, 2013; García, *et al.*, 2017), emplazados de forma sintectónica durante el pico metamórfico de los Esquistos del Silgará y otros más jóvenes, de 451,5 Ma, del Ordovícico Tardío, reportados por Van der Lelij (2013). Las características de estos últimos no se han descrito. Se considera que corresponden a ortoneis con foliación débil y estructura masiva que afloran en el contacto oeste con los Esquistos del Silgará del presente estudio.

Estas relaciones de campo, las variedades de sillimanita y su presencia apuntan a un evento termal ocasionado por el emplazamiento de un ortoneis más joven (Ordovícico Tardío) en la etapa ligeramente posterior al pico en un ambiente con deformación menos intensa.

Conclusiones

Las rocas de la unidad Esquistos del Silgará en los sectores del cerro La Ventana y la cuchilla Frailejones presentó cantidades considerables de sillimanita, entre 18 y 52 %. Según la textura y la asociación mineralógica se encontraron dos tipos de sillimanita en la zona de estudio. La sillimanita1 en forma de agregados fibrosos o prismáticos asociada con biotita, granate, muscovita, cianita y plagioclasa, en tanto que la sillimanita2 aparece en forma de agregados fibroso-radiales asociados con cuarzo.

El pico de metamorfismo barroviense se evidencia por la asociación $Bt+Ms+Pl+Qtz+Sill$ en condiciones de temperatura entre 650 y 720°C y presiones entre 5,5 y 6,9Kb. El reemplazo de cianita por muscovita y de sillimanita por biotita en un esquistos muscovítico cuarzoso con cianita y sillimanita (muestra E8-M1) podría aportar evidencias a favor de la formación de la sillimanita a partir de cianita, siendo la biotita y la muscovita catalizadores de esta reacción.

La sillimanita2 se formó después del pico barroviense durante un evento termal, posiblemente facilitado por el emplazamiento ligeramente posterior “sintectónico” de ortoneis del Ordovícico Superior.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al laboratorio de microscopía electrónica del Parque Tecnológico de Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander por la colaboración brindada en el uso del microscopio electrónico de barrido.

Contribución de los autores

CAGR realizó el análisis geoquímico, revisión petrográfica y estudios termobarométricos; MPRR y JJMV realizaron la recolección de muestras y datos en campo, la caracterización y descripción de la sillimanita

Conflicto de intereses

Los autores declaran no tener ningún conflicto de intereses con respecto a la información presentada en este trabajo.

Referencias

- Berman, R. G.** (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of petrology*. **29** (2): 445-522.
- Best, M. G.** (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology*. Malden, USA: Blackwell Science Ltd. 752p.
- Capitani, C. & Petrakakis, K.** (2010). THERIAK-DOMINO Software. *Mineralogy and Petrography*. Fecha de consulta: septiembre a octubre, 2019. Disponible en: <https://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>
- Castellanos, O. M., Ríos, C. A., Takasu, A.** (2008). A new approach on the tectonometamorphic mechanisms associated with P-T paths of the Barrovian-type Silgará Formation at the Central Santander Massif, Colombian Andes. *Earth Sciences Research Journal*. **12** (2): 125-155.
- Chinner, G. A.** (1961). The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *Journal of Petrology*. **2** (3): 312-323.
- Douglass, S.L. & Brew, D.A.** (1985). Polymetamorphism in the eastern part of the Petersburg map area, southeastern Alaska, in Bartsch-Winkler. U.S. Geological Survey. **967**: 89-92.
- Dusel-Bacon, C., Brew, D. A., Douglass, S. L.** (1996). *Metamorphic Facies Map of Southeastern Alaska: Distribution, Facies, and Ages of Regionally Metamorphosed Rocks*. U.S. GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 1497-D. 42p.
- Foster, C. T.** (1991). The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite. *Canadian Mineralogist*. **29**: 943-963.
- García, C. A., Ríos, C. A., & Castellanos, O.** (2005). Medium- pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*. **27** (2): 44-68.
- García, C. A., Rey, V., Valencia, V.** (2017). Ortoncises en la Franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: evidencias de la orogenia famatiniana en los Andes del norte. *Andean Geology*. **44** (3): 307-327.
- García-Ramírez, C. A., Casadiegos-Agudelo, L., Castellanos-Meléndez, M. P.** (2019). Petrology and geochemistry of the Silgara Schists in the Silos area, Santander Massif, Colombia. *DYNA*. **86** (209): 271-280.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H.** (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Geological Survey Research*. **750**: D44-D49.
- Hash, L. J., Van Horn, E. C., Teague, K. H.** (1951). Sillimanite deposits in North Carolina. Department of conservation and development. Vol 61. 51p.
- Homam, S. M. & Ghaemi, F.** (2008). The mechanism of fibrolite formation in the contact aureole of Mashhad granite. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*. **16** (1): 10.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V.** (2019). Programa "Geochemical Data Toolkit (GCDkit)" versión 6.0. Fecha de consulta: noviembre a diciembre, 2019. Disponible en: <http://www.gcdkit.org/download>
- Kerrick, D. M.** (1987). Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *American Mineralogist*. **72** (3-4): 240-254.
- Kerrick, D. M.** (1990). The Al_2SiO_5 Polymorphs. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America: *Reviews in Mineralogy*, Vol. **22**, 1990. xii + 406 pp.
- McLennan, S. M.** (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Reviews in Mineralogy*. **21**: 169-200.
- Mantilla, L., Bissig, T., Cottle, J.M., Hart, C.** (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*. **38**: 1-12.
- Mantilla, L., Bissig, T., Valencia, V., Hart, C.** (2013). The magmatic history of the Vetás-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. **45**: 235-249.
- Mantilla, L. C., García, C. A., Valencia, V. A.** (2016). Propuesta de escisión de la denominada "Formación Silgará" (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detriticos. *Boletín de Geología*. **38** (1): 33-50.
- Mantilla, L. C., García, C. A., Valencia, V. A.** (2016). Nuevas evidencias que soportan la escisión de la Formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Ciencias de la Tierra*. **40** (155): 320-336.

- McLennan, S.M.** (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy*. **21**: 169-200.
- Miyashiro, A.** (1994). Evolution of Metamorphic Belts. *Journal of Petrology*. **2** (3): 277-311.
- Moreno, M., Gómez, A., Castillo, H.** (2005) La "Formación Floresta Metamorfoseada" (sensu Ward *et al.*, 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Memorias, CD, 1-7.
- Nakamura, N.** (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **38** (5): 757-775.
- Nesbitt, H. & Young, G. M.** (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. **299** (5885): 715-717.
- Ríos, C. A. & García, C. A.** (2001). Primera ocurrencia de los tres polimorfos de Al₂SiO₅ en las rocas metapelíticas de la Formación Silgará, región Suroccidental del Macizo de Santander. *Boletín de Geología*. **23** (38): 51-59.
- Ríos, C. A., García, C. A., Takasu, A.** (2003). Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation Metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. **16**: 133-154.
- Ríos, C. A. & Castellanos, O. M.** (2015). A case of regional metamorphism of Buchan type (andalusite-cordierite) in the Northern Santander Massif, Eastern Cordillera (Colombia). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. **9** (152): 416-429.
- Royero, J. & Clavijo, J.** (2001). Memoria Explicativa del Departamento de Santander. Mapa geológico generalizado del Departamento de Santander. Escala 1:400.000. Ingeominas.
- Siivola, J. & Schmid, R.** (2007). List of Mineral Abbreviations. Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR). Fecha de consulta: noviembre a diciembre, 2019. Disponible en: https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf
- Smith, L.** (1945). Sillimanite in South Carolina. *Economic Geology*. **40**: 298-304.
- Stowell, H. H. & Crawford, M. L.** (2000). Metamorphic history of the Coast Mountains orogen, western British Columbia and southeastern Alaska. *Geological Society of America Special Paper*. **343**: 257-278.
- Stowell, H. H. & Tinkham, D. K.** (2003). Integration of phase equilibria modelling and garnet Sm-Nd chronology for construction of P-T-t paths: examples from the Cordilleran Coast Plutonic Complex, USA. *Geological Society, London, Special Publications*. **220** (1): 119-145.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M.** (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M.** (1981). The composition and evolution of the continental crust: rare element evidence from sedimentary rocks. *Philos Trans R. Soc Lond A*. **301**: 381-399.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A.** (2015). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*. **31**: 271-294.
- Van Der Lelij, R.** (2013). Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study (Tesis de doctorado). Université de Genève, Suiza.
- Wang, W., Wei, C., Zhang, Y., Chu, H., Zhao, Y., Liu, X.** (2013). Age and origin of sillimanite schist from the Chinese Altai metamorphic belt: implications for late Palaeozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *International Geology Review*. **56** (2): 224-236.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Jimeno, R., Cruz, A., Restrepo, J., Gómez, E.** (1973). Memoria explicativa: Mapa Geológico de Colombia, Plancha 109 y 110. *Boletín Geológico*. **21**: 1-132.
- Zhao, G. & Cawood, P. A.** (1999). Tectonothermal evolution of the Mayuan Assemblage in the Cathaysia Block; implications for Neoproterozoic collision-related assembly of the South China Craton. *American Journal of Science*. **299** (4): 309-339.