

NEIS DE MACUIRA: EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS PALEOZOICAS DE LA ALTA GUAJIRA, COLOMBIA

López I., Julián A.^{1,2}; Zuluaga C. Carlos A.²

RESUMEN

El Neis de Macuira es una unidad metamórfica Paleozoica que aflora en las serranías de Simarua, Jarara y Macuira, Alta Guajira. Se trata de un conjunto litológico que sufrió metamorfismo bajo condiciones de P-T en la facies anfibolita y consta de neises anfibólicos y cuarzo-feldespáticos, anfibolitas, esquistos, pegmatitas, rocas calco-silicáticas y mármoles, con evidencias de migmatización en neises y anfibolitas. En la unidad se observan cinco foliaciones (S_{1-5}) y tres eventos de plegamiento (F_{1-3}) interpretados como producto de dos eventos metamórficos desarrollados en un gradiente metamórfico barroviario progresivo con relaciones P-T intermedias, y relacionados con tectónica de colisión continental. La unidad es importante en el entendimiento de la evolución tectónica de la Alta Guajira y el Caribe debido a que registra diferentes fases deformativas pre-, sin- y post-migmatíticas que podrían relacionarse con diferentes episodios tectónicos: el primero relacionado con la colisión de Laurasia y Gondwana (Orogenia Alleghaniana - Paleozoico Tardío) y el segundo relacionado con la evolución de la Placa Caribe (Orogenia Andina - Meso a Cenozoico).

Palabras clave: Migmatitas, Deformación, Orogenia Alleghaniana, Alta Guajira, Colombia

MACUIRA GNEISS: TECTONIC EVOLUTION OF THE PALEOZOIC METAMORPHIC ROCKS, ALTA GUAJIRA - COLOMBIA

ABSTRACT

The Macuira Gneiss is a Paleozoic metamorphic unit that outcrops in the Simarua, Jarara and Macuira ranges, Alta Guajira. It is composed by a lithologies metamorphosed under amphibolite facies P-T conditions and consist of amphibolitic and quartz feldspathic gneisses, amphibolites, schists, pegmatites, calc-silicated rocks and marbles, with migmatization evidences in gneisses and amphibolites. Five foliations (S_{1-5}) and three folding events (F_{1-3}) were identified and interpreted as product of two metamorphic events, developed in a progressive barroviarian metamorphic gradient of intermediate pressure with intermediate P-T ratio, interpreted as product of continental collision tectonics. This unit is important in understanding of the tectonic evolution of the Alta Guajira and Caribbean because it records different deformational phases pre-, syn- and post-migmatitic, that could be related with different tectonic episodes: the first associated with the collision between Laurasia and Gondwana (Alleghanian Orogeny - Late Paleozoic), and the second related with the Caribbean Plate evolution (Andean Orogeny - Meso-Cenozoic).

Keywords: Migmatites, Deformation, Alleghanian orogeny, Alta Guajira, Colombia.

¹ Eco Oro Minerals Corp. Área de Exploración Regional. Carrera 27 No. 14 - 36, Oficina 601. Centro Empresarial Suramericana, Bucaramanga, Colombia.

² Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia. Ciudad Universitaria, Carrera 30 No 45 - 03, Edificio 224 Oficina 237 - 238. Bogotá D.C., Colombia.

E-mail: juanloizv@gmail.com, czuluagacas@unal.edu.co

INTRODUCCIÓN

Las rocas metamórficas que conforman el Neis de Macuira fueron reportadas y estudiadas principalmente en la década de los sesenta por varios investigadores que intentaron determinar sus características petrográficas y su génesis (Rollins, 1960; Radelli, 1960 y 1962; MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967; Irving, 1971; 1972). En dichos estudios se trató de enmarcar la unidad dentro de un modelo de evolución histórica de la Península de la Guajira en varias de las serranías que se observan en la región (Serranía de Macuira, MacDonald, 1964; Serranía de Jarara, Lockwood, 1965; y Serranía de Simarua, Álvarez, 1967). En estos trabajos pioneros se diferenciaron las litologías más predominantes como granitos, esquistos (micáceo-anfibólicos), neises (micáceos, cuarzo-feldespáticos y de hornblenda-plagioclasa), cuarcitas y en menor proporción mármoles (Rollins, 1960; MacDonald, 1964; Lockwood, 1965). Adicionalmente se describieron paquetes de “migmatitas homogéneas” y “migmatitas heterogéneas”, dividiendo las primeras en “neises granitizados”, “embrequititas festoneadas”, y “embrequititas amigdaloides” (Radelli, 1960). Trabajos más recientemente han aportado detalles petrográficos, geoquímicos y geocronológicos que dan nuevas luces sobre la evolución geológica de las rocas metamórficas que conforman el Neis de Macuira (Zapata *et al.*, 2005; Cardona *et al.*, 2006; López y Zuluaga, 2009; Zuluaga *et al.*, 2009, López, 2010).

El Neis de Macuira se denominó originalmente como “Serie Macuira” (Radelli, 1962), luego como “Formación Macuira” (MacDonald, 1964; Álvarez, 1967), y posteriormente como “Grupo Macuira” (Lockwood, 1965; Rodríguez y Londoño, 2002; Mercado, 1999). Dentro de la Categoría de Grupo Macuira se agruparon el Miembro Uray (MacDonald, 1964; Neis de Uray para Lockwood, 1965) y el Miembro Jaturuhu (Álvarez, 1967; Esquistos de Jaturuhu para Lockwood, 1965). De acuerdo a Álvarez (1967) las rocas del Neis de Macuira alcanzaron su pico de metamorfismo en las facies metamórficas anfibolita (almandino) y posiblemente granulita; en algunos sectores se ha reportado metamorfismo retrogrado en facies esquisto verde (Álvarez, 1967). Rodríguez y Londoño (2002), de acuerdo a los trabajos de Lockwood (1965), MacDonald (1964) y Álvarez (1967), agruparon las variedades litológicas del Neis de Macuira en tres unidades: 1) *Neis de Uray*, que corresponde a neises de hornblenda-plagioclasa de grano medio con bandeamiento composicional

de diferentes escalas con bandas amplias félsicas y bandas ricas en almandino-hornblenda-plagioclasa; además, con esquistos biotíticos, cloríticos, y de tremolita-grafito, anfibolitas y mármol diopsídico; 2) *Esquistos de Jutúruhu*, que se componen de esquistos de almandino-plagioclasa-cuarzo-biotita, con intensa foliación y bandas de escalas centimétricas hasta de decenas de metros de espesor (Lockwood, 1965). Estos esquistos presentan intercalaciones de lentes de cuarzo y plagioclasa y variación composicional entre esquistos de almandino-plagioclasa-cuarzo-biotita, moscovita-biotita, estaurolita y hornblenda-plagioclasa, neises, anfibolitas, mármoles, rocas calcosilicatadas y serpentinitas (MacDonald, 1964); y 3) *Formación Macuira Indiferenciada*, compuesta por rocas pelíticas metamorfoseadas y anfibolitas (Álvarez, 1967).

La edad del Neis de Macuira se ha estimado de acuerdo con las relaciones de corte en campo como “probablemente Precambriano” (Radelli, 1962), Precámbrico (Rodríguez y Londoño, 2002; Maya, 2001), y Pre-Mesozoico – Paleozoico? (Álvarez, 1967; Maya, 2001). Los análisis radiométricos reportados en muestras del Neis de Macuira abarcan rangos de edades amplios desde el Jurásico hasta el Paleógeno (Jurásico y Paleógeno, Álvarez, 1967; Triásico – Cretácico y Paleógeno – Neógeno, Cardona *et al.*, 2006), todas interpretadas como representativas de diferentes eventos tectono-termales.

En los modelos de evolución histórica para la Península de la Guajira (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967) el Neis de Macuira se interpreta como originado de una secuencia sedimentaria bien estratificada compuesta por pelitas calcáreas intercaladas con rocas basálticas (Lockwood, 1965), con afinidades geoquímicas de arco continental y afectado por un metamorfismo tipo barroviario (Zapata *et al.*, 2005; Cardona *et al.*, 2006). La similitud entre las rocas metamórficas Paleozoicas de la Alta Guajira (Neis de Macuira) con algunas de las rocas encontradas en la Sierra Nevada de Santa Marta (Grupo Bahía Honda, Mercado, 1999), con rocas de algunos sectores de la parte norte de la Cordillera Central de Colombia (Complejo Cajamarca), y con rocas encontradas en México y Venezuela sugieren la ocurrencia de un evento metamórfico regional ocurrido posiblemente durante la conformación del Supercontinente Pangea.

El objeto principal de esta revisión es presentar las principales características litológicas del Neis de Macuira, haciendo referencia a esta unidad

litoestratigráfica como Neis de Macuira en el sentido definido por Zuluaga *et al.* (2009). Con esto se busca contribuir a la unificación de la nomenclatura litoestratigráfica de las unidades metamórficas mostrando los rasgos más relevantes del Neis de Macuira de acuerdo con los parámetros de definición sugeridos por la IUGS *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks – SCMR* (Brodie *et al.*, 2007; Coutinho *et al.*, 2007; Schmid *et al.*, 2007; Siivola and Schmid, 2007; Smulikowski *et al.*, 2007; Wimmenauer and Bryhni, 2007), la Subcomisión Internacional sobre Clasificación Estratigráfica (*International Subcomisión on Stratigraphic Classification*, 1987, 1999) y en el Código Estratigráfico Norteamericano (*The North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 2005).

MARCO GEOLÓGICO

La Alta Guajira se encuentra localizada en la Península de la Guajira en el extremo más septentrional de América del Sur. Esta región constituye la margen norte de la placa Sur Americana y forma parte de una zona en la que se produce una compleja interacción entre las placas Caribe, Sur Americana y Nazca (FIGURA 1). Los patrones de convergencia de estas placas (e.g., convergencia oblicua entre la Placa Caribe y la margen norte de la Placa Sur Americana) provocan obducción de terrenos oceánicos además de dispersión de bloques continentales desde el Ecuador hasta Trinidad (Kennan and Pindell, 2009; Pindell and Kennan, 2009; entre otros). En el norte de Colombia, la convergencia oblicua de la Placa Caribe da origen a un evento tectónico compresivo de carácter regional que genera deformación al interior de la placa Sur Americana, generando por ejemplo la deformación observada en el cinturón San Jacinto y en la Serranía de Perijá (Kellogg, 1984; Caro and Spratt, 2003; Kellogg *et al.*, 2005; Montes, *et al.*, 2010). El conjunto de bloques (microplacas?) limitados por fallas de rumbo (e.g., Fallas de Cuiza y Simarua) en la Alta Guajira son el producto de la interacción de las placas mencionadas a través de un proceso donde ocurre partición de la deformación, donde los bloques se mueven evidenciando así los efectos de la convergencia de placas con diferentes desplazamientos relativos (Kellogg and Bonini, 1982; Kellogg, 1984; Pindell and Ericsson, 1994; Taboada *et al.*, 2000; Gómez *et al.*, 2007; López *et al.*, 2011a, b; Mora *et al.*, 2011). Una de las fallas que limitan estos bloques, la Falla de Cuiza, pone en contacto las rocas metamórficas Paleozoicas del Neis de Macuira con rocas sedimentarias Mesozoicas (Grupo Cosinas) y

metamórficas Mesoproterozoicas a Neoproterozoicas (Neis de Jojoncito). Esta falla es interpretada como una falla de rumbo con un desplazamiento lateral de 15 km a 25 km (Raasveldt, 1956; Alberding, 1957; MacDonald, 1964; Álvarez, 1967; Krause, 1971; Gómez, 2001). Esta falla presenta una cinemática dextral con una componente en buzamiento donde el bloque sur de la falla es levantado (Renz, 1960; Rollins, 1965; Álvarez, 1967).

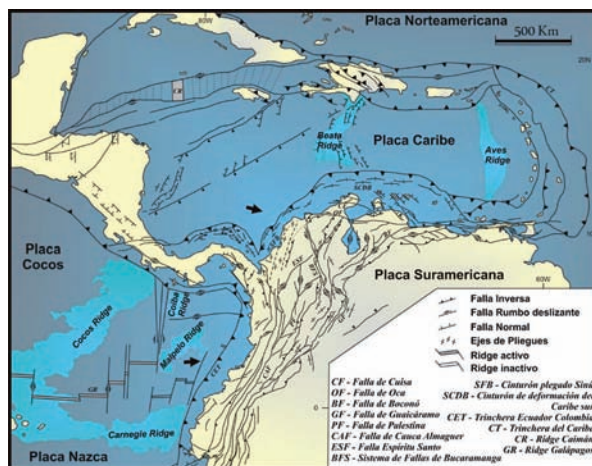


FIGURA 1. Mapa tectónico del Caribe y el norte de Sur América. Modificado de Taboada *et al.* (2000); Audemard (1996; 2003); Audemard and Audemard (2002); Gómez *et al.* (2007).

Adicionalmente, ésta ha sido considerada como una falla de rumbo activa desde el Eoceno Tardío (Macellari, 1995) y también como un sistema de fallas tipo *wrench* desde el Oligoceno Superior hasta épocas muy recientes (Hosie, 1994). Otra falla que parece jugar un papel importante en la tectónica de bloques es la Falla Simarua (Álvarez, 1967), la cual tiene un azimut de 060° y se extiende por ca. 26 km en la Serranía de Simarua donde marca el contacto entre rocas metasedimentarias de los Esquistos de Jarara al NW con rocas metamórficas del Neis de Macuira al SE.

En la región de la Alta Guajira sólo hay una unidad más antigua que el Neis de Macuira (FIGURA 2), son neises cuarzo-feldespáticos, migmatitas y ortoneises de edad Proterozoico (Neis de Jojoncito, TABLA 1). Los rangos de edades reportadas indican que la unidad registró pulsos tectónicos entre 1.14 y 1.0 G.a. (Rodríguez y Londoño, 2002; Cardona *et al.*, 2006).

Las rocas de edad Jurásico están agrupadas principalmente en el Grupo Cosinas, constituido por conglomerados, arenitas, calizas, argilitas, limolitas y

lutitas (Renz, 1956; MacDonald, 1964; Radelli, 1960). Las rocas del Cretácico de la Alta Guajira ubicadas al norte de la Falla de Simarua están representadas por unidades metamórficas, mientras al sur dominan rocas sedimentarias que localmente fueron afectadas por un metamorfismo dinámico. Las unidades metamórficas Cretácicas (e.g., Esquistos de Jarara, Conjunto Metamórfico Etpana, y metamorfitas asociadas, ver FIGURA 2) están constituidas por filitas, esquistos, cuarcitas, serpentinitas, mármoles, metarenitas arcósicas, metaconglomerados, y metagabros (Radelli, 1960; MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967; Maya, 2001; Rodríguez y Londoño, 2002; Zuluaga *et al.*, 2009).

Las unidades sedimentarias con metamorfismo dinámico (e.g., Complejo Estructural de Alas y Formación Paráuinkrein) contienen areniscas, conglomerados,

calizas y arcillolitas con grado variable de cataclasis (Álvarez, 1967; Rollins, 1960; Rollins, 1965; Renz, 1956; Zuluaga *et al.*, 2009). El Cretácico sedimentario consta de conglomerados y brechas sedimentarias, calizas (micritas y esparitas con fauna fósil), arenitas y shales calcáreos, margas, arenitas y lodolitas foliadas en contactos gradacionales y frecuentes variaciones laterales, y están representadas por las formaciones Poschachi, Palanz, Moína, Yuruma Superior y La Luna. El Paleógeno sedimentario se encuentra conformado por areniscas y rocas calcáreas con abundante fauna fósil (Lockwood, 1965). Las unidades de rocas ígneas observadas representan dos fases magmatismo, una durante el Jurásico (Granodiorita de Ipapure, Riodacita de Ipapure – Cerro de La Teta, Tonalita de Cosinas, Granodiorita de Siapana) y otra durante el Terciario (Cuarzodiorita de Parashi)

Tabla 1. Unidades litoestratigráficas representativas de la Península de La Guajira.

EDAD	LITOTIPO	UNIDAD
Cenozoico	Ígneo	Cuarzodiorita de Parashi (Lockwood, 1965)
	Sedimentario	Formaciones Maracao, Siamana, Uitpa, Jimol, y Castilletes (Rollins, 1965)
	Sedimentario	Depósitos Cuaternarios (Zuluaga <i>et al.</i> , 2009)
Mesozoico	Sedimentario	Formaciones Rancho Grande y Uipana (Zuluaga <i>et al.</i> , 2009), Grupo Cosinas (Rollins, 1965), Poschachi (Álvarez, 1967), Palanz y La Luna (Rollins, 1965), Guaramalai y Yuruma (Renz 1956 en Rollins, 1965; Zuluaga <i>et al.</i> , 2009), Cogollo (Rollins, 1965; Zuluaga <i>et al.</i> , 2009)
	Ígneo	Granodiorita de Siapana (MacDonald, 1964), Riodacita de Ipapure - Cerro de la Teta (Radelli, 1960; Zuluaga <i>et al.</i> , 2009), Granodiorita de Ipapure (Radelli, 1960; Rodríguez & Londoño, 2002), Tonalita de Cosinas (Zuluaga <i>et al.</i> , 2009)
Paleozoico	Metamórfico	Complejo Estructural Alas, Esquistos de Jarara e Iapanaruhu, Conjunto Metamórfico de Etpana, Cuarcitas de Carpintero, Serpentinitas del Cabo de la Vela, Milonita Granítica de Taparajín (Zuluaga <i>et al.</i> , 2009), Formación Paráuinkrein (Álvarez, 1967; Zuluaga <i>et al.</i> , 2009)
	Metamórfico	Neis de Macuira (Zuluaga <i>et al.</i> , 2009)
Proterozoico	Metamórfico	Neis de Jojoncito (Cardona <i>et al.</i> , 2006; Zuluaga <i>et al.</i> , 2009)

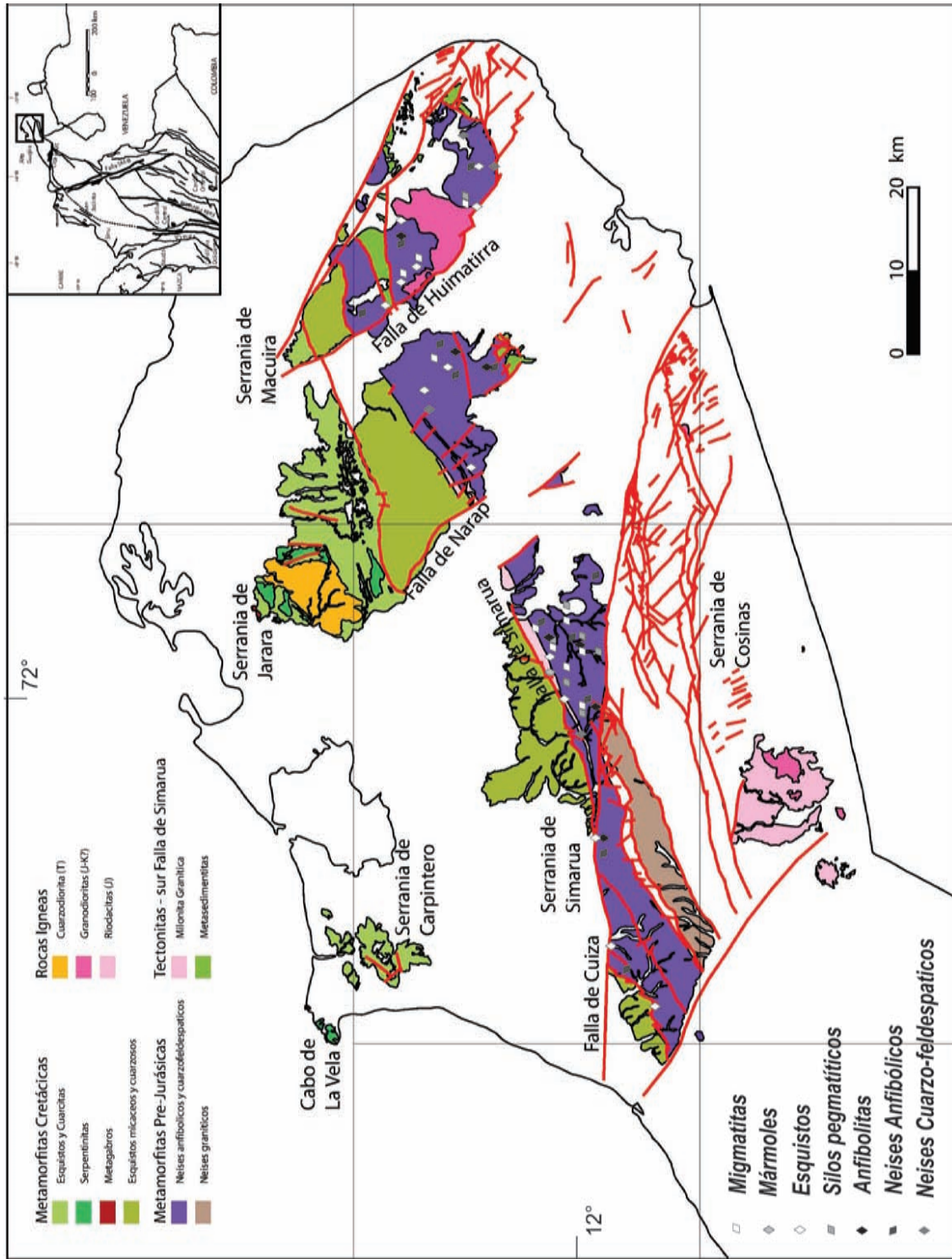


FIGURA 2. Mapa geológico de las rocas cristalinas y estructuras de la Alta Guajira, en este mapa se agrupan unidades litológicas de acuerdo a su posición tectónica (modificado de Zuluaga *et al.*, 2009).

METODOLOGÍA

Este trabajo contiene la compilación de las descripciones de campo de 334 estaciones geológicas realizadas por los autores y por los geólogos participantes en la fase de campo del proyecto de cartografía de la Alta Guajira (Zuluaga *et al.*, 2009). Las muestras analizadas fueron seleccionadas para abarcar las variaciones litológicas y de acuerdo a su bajo estado de meteorización. En el laboratorio se efectuaron cortes orientados en las muestras, perpendiculares a la foliación y paralelos y normales a la lineación, en concordancia con lo expuesto por Passchier and Trouw (2005), con el fin de establecer la composición mineralógica y microestructuras con especial cuidado en la identificación de fases mineralógicas neoformadas y sistemas de deslizamiento intracristalino activos de acuerdo con lo planteado por Tullis *et al.* (1982), Knipe (1989), Passchier and Trouw (2005), Blenkinsop (2000) y Vernon (2004). Para la determinación de los protolitos se realizaron 15 análisis químicos en roca total de muestras de diferentes litologías asociadas al Neis de Macuira para óxidos mayores, elementos menores y elementos de tierras raras (REE) por el método ICP-MS en laboratorios ACME Analytical Labs. Las descripciones y denominaciones de tipos litológicos y unidades de roca dadas en el texto se elaboraron teniendo en cuenta las recomendaciones de la SCMR (Brodie *et al.*, 2007; Coutinho *et al.*, 2007; Schmid *et al.*, 2007; Siivola and Schmid, 2007; Smulikowski *et al.*, 2007; Wimmenauer and Bryhni, 2007) para las rocas metamórficas en general, y de la NRC *National Research Council of Canada* (Sawyer, 2008) y la MAC *Mineralogical Association of Canada* (Sawyer and Brown Eds., 2008) para la descripción de migmatitas.

CARACTERÍSTICAS Y UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DEL NEIS DE MACUIRA

El Neis de Macuira aflora en tres de las serranías de la Alta Guajira. En la Serranía de Simarua, la sucesión metamórfica del Neis de Macuira aflora al sur y al norte de la Falla Cuiza, al occidente de la Falla Santa Ana y al suroriente de la Falla Simarua. En la Serranía de Jarara, aflora al oriente de la Falla Narap, en el sector comprendido entre las fallas Simarua al norte y Alas al sur. En la Serranía de Macuira, las rocas metamórficas del Neis de Macuira se observan al oriente de las fallas Huimatirra y Macuira.

Litología

El Neis de Macuira se encuentra conformado principalmente por intercalaciones de neises, anfíbolitas y localmente migmatitas, esquistos, mármoles y en menor proporción rocas calco-silicáticas. De forma restringida

se observa también metamorfismo dinámico, relacionado con la actividad tectónica regional, y de contacto, en las cercanías de granitoides. A continuación se describen las principales variaciones litológicas.

Neises. Se observan neises anfibólicos y neises cuarzo-feldespáticos con biotita y moscovita (FIGURA 3a). Los neises anfibólicos se caracterizan por presentar bandeamiento composicional con alternancia de bandas oscuras ricas en anfíboles (en algunos casos orientados en arreglos nematoblásticos) y bandas claras dominadas por feldespatos, cuarzo y granate en arreglos granoblásticos. Mineralógicamente se encuentran compuestos por cuarzo, feldespatos (plagioclasa y feldespato alcalino), hornblenda, minerales opacos, biotita, actinolita, esfena, apatito, granate, y como minerales de alteración clorita, biotita y sericita (FIGURA 4a). Las microestructuras en las bandas claras consisten de arreglos granoblásticos policristalinos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y granate con cantidades menores de biotita y hornblenda. Localmente se observan estructuras en espuma con cristales poligonales a interlobulados. Cuando aumenta la proporción modal de anfíboles en las bandas oscuras las microestructuras pasan a ser granonematoblástica y nematoblástica. Se observan también microestructuras porfiroblásticas con porfiroblastos de feldespato peritíticos. Las asociaciones minerales estables predominantes están dadas por hornblenda + cuarzo + plagioclasa, hornblenda + plagioclasa + granate, cuarzo + plagioclasa + granate, y hornblenda + cuarzo + granate, las cuales están comúnmente acompañadas por ilmenita, magnetita, apatito, titanita y circón como fases accesorias. Las fases minerales retrogradadas comunes son clorita y epidota (clinozoicita-epidota).

Los neises cuarzo-feldespáticos con moscovita y biotita se caracterizan por la alternancia de bandas claras ricas en cuarzo, feldespato, y moscovita (con muy poca biotita) y bandas oscuras ricas en biotita (con muy poca moscovita) y poca hornblenda. Localmente hay predominio de las bandas claras sobre las oscuras (FIGURA 3b). La microestructura es lepidoblástica en las bandas oscuras y granoblástica a granolepidoblástica en las bandas claras. Las microestructuras observadas en las bandas claras consisten de arreglos granoblásticos policristalinos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y granate, localmente con biotita. Además, se observan microestructuras en espuma con cristales poligonales a interlobulados formando microlitones (dominios Q), y microestructuras granolepidoblástica y lepidoblástica (a mayor proporción modal de biotita) definiendo dominios de clivaje (dominios M) con desarrollo de bandas *kink* en la biotita. Las asociaciones mineralógicas estables son cuarzo + plagioclasa + granate, cuarzo + plagioclasa + biotita, cuarzo + plagioclasa + moscovita, las

cuales están acompañadas por ilmenita, rutilo, magnetita (titanomagnetita), titanita, circón esporádico y apatito (fases accesorias), y por clorita y sericita retrogradadas (FIGURA

4b). Cabe anotar que en presencia de hornblenda no hay moscovita y que no se observa la presencia de feldespato alcalino.

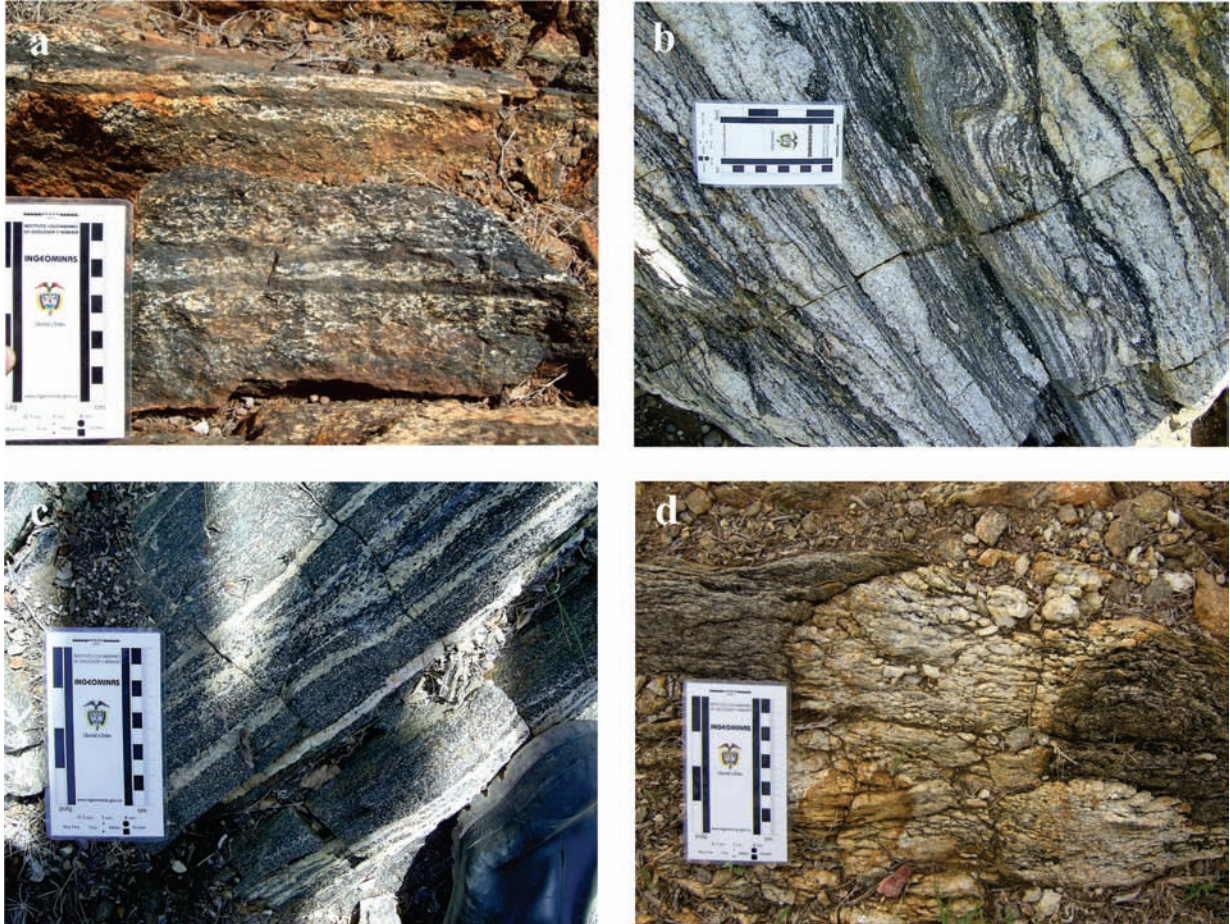


FIGURA 3. Características de afloramiento de las diferentes litologías citadas. **a)** Neises Anfibólicos, Serranía de Jarara; **b)** Neises cuarzo-feldespáticos con Biotita, Serranía de Simarua; **c)** Anfibolitas - Neises Anfibólicos, Serranía de Simarua, al sur de la Falla Simarua; **d)** Esquistos cuarzo moscovíticos intruidos por dique granitoide, Serranía de Simarua.

Anfibolitas. Se presentan como lentes que alcanzan 100 m de espesor con tamaño de grano variable desde 1 hasta 12 mm, con aspecto masivo y tonalidades oscuras (FIGURA 3c). Se encuentran compuestas mineralógicamente por hornblenda, cuarzo, feldespatos (plagioclasa y feldespato alcalino), minerales opacos, esfena, apatito, granate, y como minerales de alteración clorita, biotita y epidota (FIGURA 4c). La microestructura consiste de cristales en arreglos granoblásticos policristalinos, también se observan microestructuras en espuma locales con cristales poligonales y microestructuras granonematoblástica y nematoblástica. Las asociaciones minerales estables son hornblenda + cuarzo + plagioclasa, hornblenda + plagioclasa + granate, cuarzo + plagioclasa + granate, y cuarzo + feldespato alcalino + plagioclasa. La esfena se constituye como un mineral accesorio abundante.

Esquistos. Se encuentran asociados con los neises con los que forman intercalaciones locales y a su vez son intruidos por pegmatitas y granitoides (FIGURA 3d). Presentan una variación composicional de esquistos cuarzo moscovíticos y moscovíticos a esquistos biotíticos, localmente con porfiroblastos de granate. Las microestructuras comunes son lepidoblásticas, granoblásticas, porfiroblásticas, y en menor proporción augen. En algunos sectores de las serranías de Simarua, Jarara y Macuira, se observan también esquistos anfibólicos (hornbléndicos? y actinolíticos) con microestructura nematoblástica a granonematoblástica (FIGURA 4d). Las asociaciones minerales estables son moscovita + cuarzo + epidota (zoicita), plagioclasa + cuarzo + biotita, plagioclasa + cuarzo + granate, y cuarzo + granate + biotita. Como fases accesorias se observan esfena, apatito, rutilo, magnetita y circón.

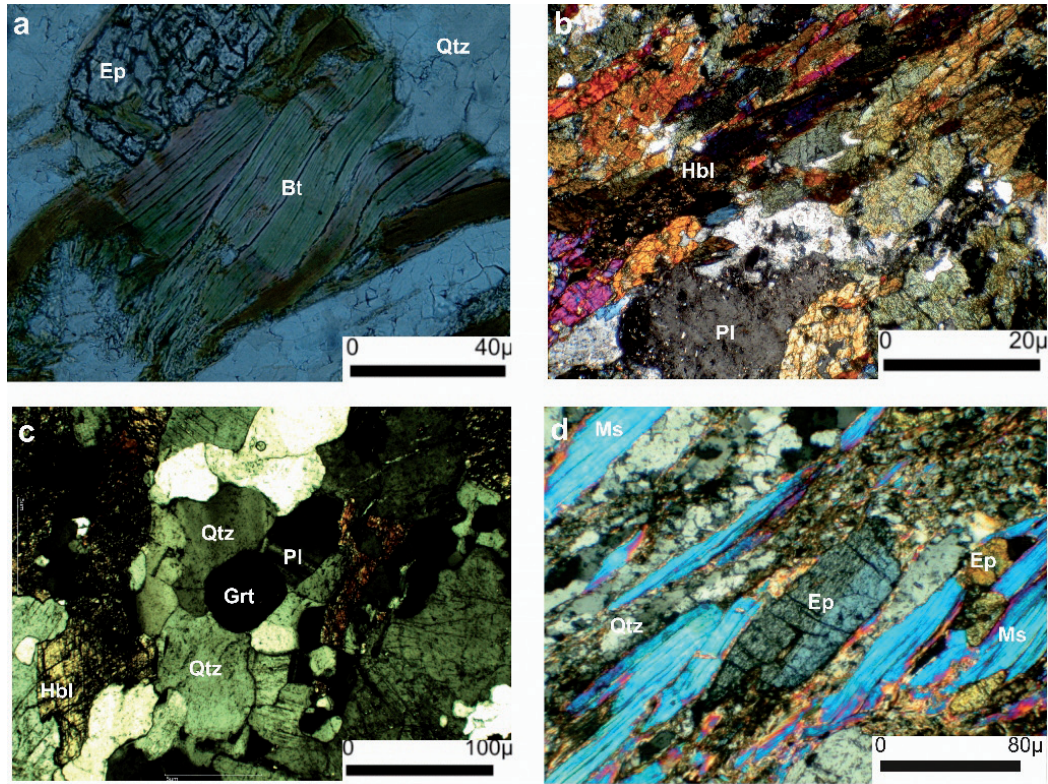


FIGURA 4. a. Textura granolipidoblástica dada por arreglos de cuarzo (Qz) + biotita (Bt). Nótese el desarrollo de bandas *kink*. Objetivo de 10.0x. Nícoles paralelos. b. Arreglo nematoblástico de hornblenda. Objetivo de 4.0x. Nícoles cruzados. c. Paragénesis Granate (Grt) + Plagioclasa +Cuarzo ± Hornblenda. Objetivo de 4.0x. Nícoles cruzados. d. Epidota (Ep) maclada orientada de forma paralela a la foliación. Objetivo de 6.3x. Nícoles cruzados.

Mármoles y rocas calco-silicáticas. Suelen presentarse como bandas estrechas y lentes con espesores que no superan los 70 m, de color gris claro a blanco con tamaño de grano fino a medio. Se caracterizan por microestructuras con arreglos granoblásticos lobulados policristalinos compuestos, localmente poligonales. La asociación mineralógica predominante es calcita + cuarzo + plagioclasa, calcita + anfíbol (antofilita, tremolita) + cuarzo, y calcita + granate + clinopiroxeno (diópsido-hederbengita). Como fases accesorias se observan epidota, minerales opacos, titanita, y apatito.

Migmatitas: Dentro del Neis de Macuira se identificaron leucosomas y mesosomas distribuidos localmente en neises cuarzo-feldespáticos, neises anfibólicos y anfibolitas (FIGURA 5). Los leucosomas encontrados en los neises cuarzo-feldespáticos se caracterizan por ser de color claro, concordantes y discordantes ($\leq 10\%$ del total del afloramiento), con bordes rectos y tajantes, y en algunos casos irregulares difusos con respecto a la foliación néisica. Estos leucosomas están rodeados comúnmente por melanosomas milimétricos compuestos de biotita. En los neises anfibólicos, los leucosomas se caracterizan por ser de color claro y espesores milimétricos

a centimétricos concordantes y discordantes ($\leq 15\%$ del total del afloramiento) con márgenes bien definidas y con desarrollo de melanosomas milimétricos en sus márgenes compuestos de minerales máficos (hornblenda \pm biotita). Los leucosomas descritos se observan localmente plegados (pliegues disarmónicos – ptigmáticos, y pliegues isoclinales apretados sin raíz). En las anfibolitas se observan leucosomas con estructuras reticuladas y brechóides o en balsa, concordantes y discordantes con los planos de foliación y en forma de bolsones. Otras microestructuras y estructuras migmatíticas observadas son pliegues ptigmáticos y estructuras *schlieren*. Mineralógicamente los leucosomas se encuentran conformados por feldespato alcalino (microclina) + cuarzo + plagioclasa, en el que los feldespatos se encuentran como cristales equigranulares subhedrales a euhedrales en algunos casos con caras cristalinas rectas en contacto con cuarzo y en otros lobuladas o irregulares. Comúnmente los intersticios son rellenos por cuarzo y el feldespato alcalino tiende a presentar inclusiones redondeadas de cuarzo. Los mesosomas tienden a presentar composiciones minerales similares a las descritas anteriormente para los neises, localmente con bajas concentraciones de cuarzo y feldespatos.

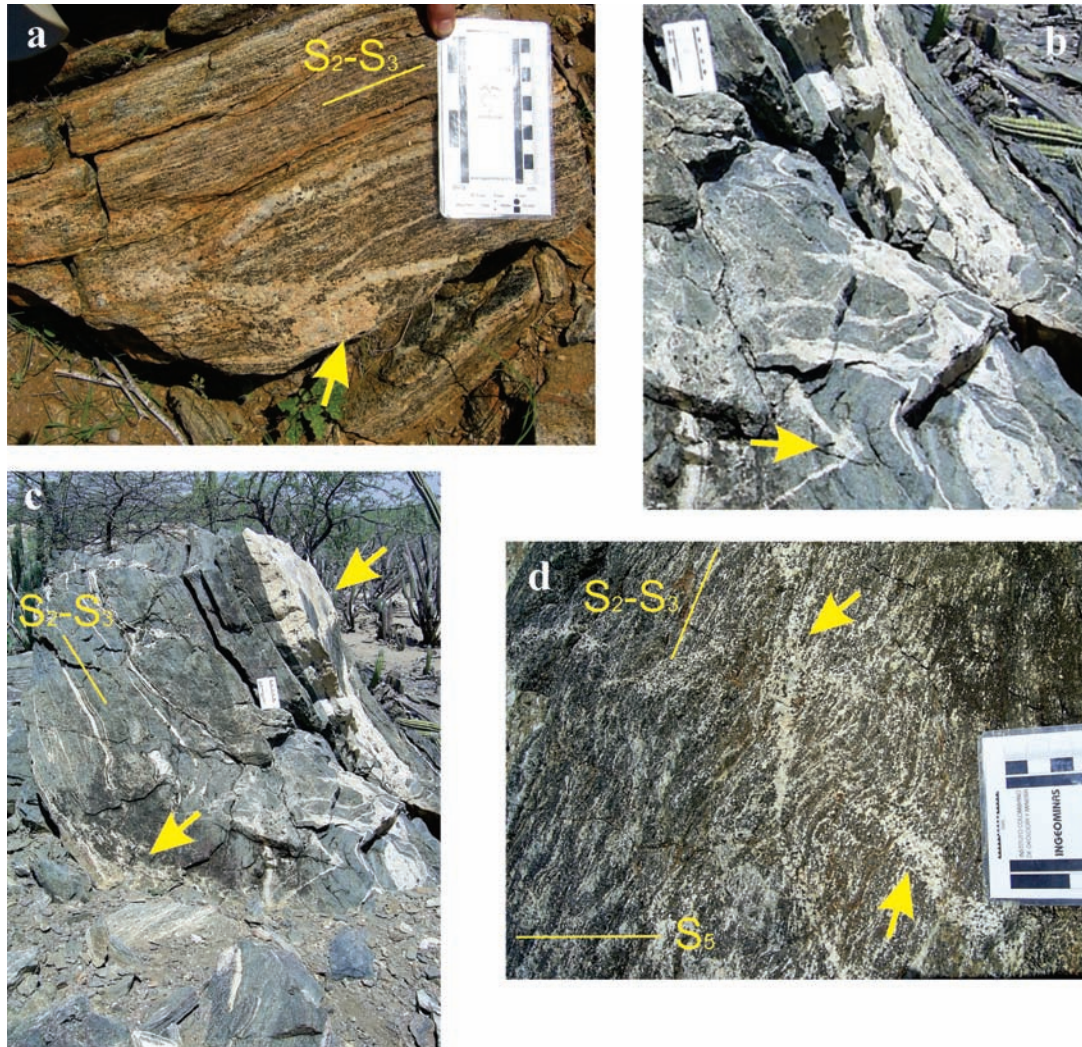


FIGURA 5. Tipos de migmatitas asociadas al Neis de Macuira. **a.** Leucosomas paralelos a la foliación principal S_{2-3} y relleno de fracturas de dilatación que cortan esta foliación; **b.** Neosoma con estructuras en balsa (*schollen*) en anfibolita (migmatita metatexita estromática); **c.** Leucosomas en migmatita metatexita estromática (Flechas amarillas); **d.** Migmatita metatexita estromática con leucosomas que cortan la foliación aprovechando estructuras debidas a dilatación por tensión.

Estructuras

Estructuralmente el Neis de Macuira se encuentra dominado por la presencia de foliaciones, clivajes, pliegues y fracturas originadas durante la evolución del metamorfismo y deformación. Las fracturas observadas son de tipo I, II y III en el sentido de Blenkinsop (2000), relacionadas con eventos de exhumación, plegamiento y dislocaciones (fallamiento). La *foliación néisica y/o bandeamiento composicional* (S_1) se caracteriza por la alternancia de bandas y bandas oscuras, las cuales asocian lineaciones minerales con un cabeceo de $\sim 30^\circ$ WNW. Las *foliaciones de transposición* (S_2 y S_3) se caracterizan por el desarrollo de estructuras planares que se superponen al bandeamiento composicional S_1 (FIGURA 6) y se evidencian por el desarrollo de pliegues isoclinales y

pliegues intrafoliales en Z (F_1) caracterizados por formas cerradas, dimensiones decimétricas, y planos axiales dispuestos de forma paralela a la foliación S_2 e incluidos en los planos de foliación S_3 con ejes axiales paralelos a la estructura néisica respectivamente. La tendencia estructural de estas foliaciones varía de 255° a 275° de azimut y de 65° a 85° de inclinación al norte. Localmente se observa la presencia de *foliación milonítica* (S_4) la cual se asocia con la generación de clivaje de banda de cizalla que corta las estructuras denominadas anteriormente como S_2 y S_3 , y está asociada a la Falla de Simarua, la cual marca el contacto entre los Esquistos de Jarara y el Neis de Macuira; y de *clivaje tectónico o disyuntivo* (S_5) caracterizado por la presencia de fracturas paralelas a subparalelas espaciadas a menos de 3 cm, las cuales

cortan las estructuras anteriores, con tendencia estructural con variación de pocos grados al norte en el rumbo e inclinaciones mayores de 80°. También son comunes los *pliegues poliarmónicos* (F_2) desarrollados principalmente en venas de composición cuarzofeldespática y granítica, y caracterizados por diferentes longitudes de onda

en diferentes capas, lo que evidencia la diferencia en competencias y espesor de las capas y sugieren replegamiento posiblemente relacionado a diferentes eventos deformativos; y los *pliegues asimétricos* (F_3) que corresponden a plegamientos apretados de dimensiones métricas y ejes axiales subparalelos a la horizontal.

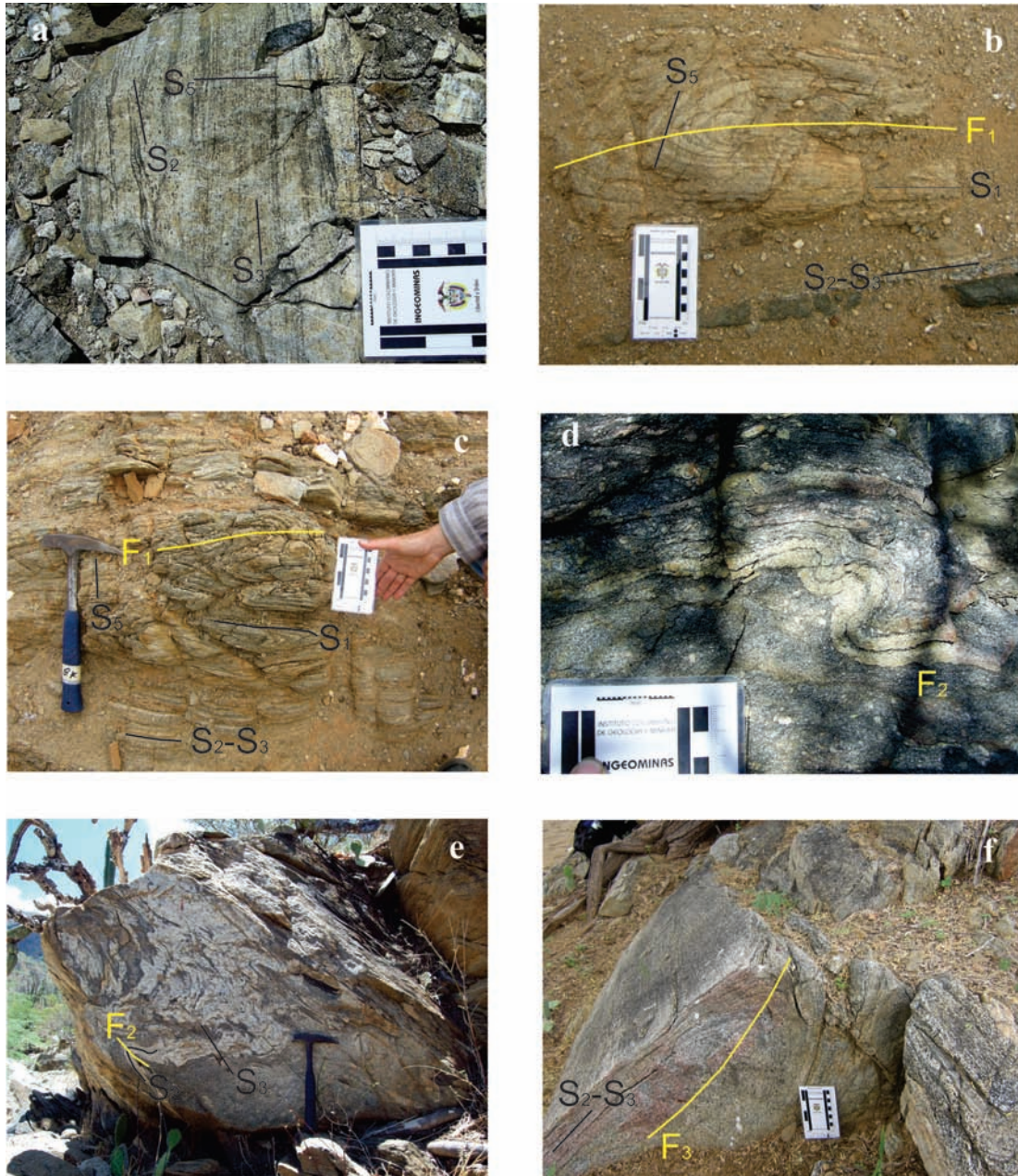


FIGURA 6. Tipos de estructuras características asociadas al Neis de Macuira. **a.** Foliación néisica típica en neis anfibólico. Nótese el desarrollo de foliaciones (S) de las fases deformativas D_2 y D_3 transpuestas por la foliación desarrollada en la fase deformativa D_3 ; **b** y **c.** Pliegues isoclinales (F_1) a manera de *boudines* multicapa en neis anfibólico desarrollados durante la fase deformativa D_2 . Nótese el bandeamiento composicional S_1 , y la disposición del plano de charnela en el sentido de la foliación S_2 ; **c.** Nótese la intensa deformación interna evidenciada en el plegamiento apretado de S_1 ; **d.** Pliegue asimétrico (F_2) en leucosoma; **e.** Migmatita metatexita estromática plegada (F_2) en la que se observa la relación entre las foliaciones S_2 y S_3 ; **f.** Pliegue asimétrico con dimensiones métricas generado en la fase deformativa D_4 . Nótese la disposición del eje de charnela de forma subhorizontal.

Microtectónica

Los minerales que registran de mejor manera la deformación son el cuarzo, feldespatos y micas; los demás minerales por lo general se comportan de manera frágil ante la deformación o simplemente no registran ningún tipo de cambio (FIGURA 7). Las microestructuras de deformación comunes observadas en el Neis de Macuira son fracturas en feldespatos, granates y anfíboles de tipo transgranular, intragranular e intergranular, rellenas por moscovita, biotita y cuarzo. Además, se observan maclas microplegadas en micas, plagioclasas y carbonatos; y varios tipos de microestructuras en cuarzo.

Cuarzo: registra recristalización por rotación de subgranos con poligonización muy débil, *bulging* difuso, incipiente a lo largo de cuarzo en listones (“*ribbon*”), subgranos en listones y equidimensionales con bordes difusos y suturados, distribución bimodal de tamaños de grano, granos de cuarzo con extinción ondulante, recristalización de borde de grano (e.g., arreglos monominerálicos con desarrollo de puntos triples y tamaño de grano muy fino), y microestructuras de manto y núcleo.

Feldespatos: en las plagioclasas se desarrollan maclas de deformación, caracterizadas por las terminaciones

en “cuña”, aunque los rasgos debidos a deformación más frecuentes son *kinking* y microplegamiento de las maclas. Adicionalmente en las rocas relacionadas con zonas de falla o cizalla se observan algunos cristales con *boudinage* en dominó.

Micas: en las micas se observan cristales microplegados, con *kinking*, y en algunos casos con formas en cola de pez (*mica fish*) asociadas con cataclasitas y milonitas respectivamente.

GEOQUÍMICA

Se cuenta con análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas de esquistos, neises y anfíbolitas, representativos de las unidades litológicas más abundantes del Neis de Macuira (TABLA 2). De acuerdo con las asociaciones mineralógicas de estas rocas se puede inferir que la sucesión de rocas que podría corresponder al protolito del Neis de Macuira es de origen vulcanosedimentario y/o sedimentario con aporte volcánico para los neises cuarzo-feldespáticos, esquistos, rocas calco-silicáticas, mármoles, y algunos de los neises anfibólicos y anfíbolitas, aunque para estos últimos no se descarta el protolito ígneo.

Tabla 2. Análisis químicos en roca total de las litologías más representativas del Neis de Macuira.

MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Ni	Sc	LOI	Sum
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	%	%
SK-5026RA	51,99	16,97	10,69	3,53	10,14	1,29	0,48	2,80	0,39	0,14	0,014	37	26	1,2	99,63
MP-5IIC-35B	75,22	12,18	1,70	0,81	0,65	3,55	3,77	0,27	0,10	0,04	0,003	<20	4	1,5	99,78
MM-5008-RA	69,47	12,45	6,14	2,18	1,96	1,82	2,77	0,81	0,15	0,10	0,010	21	16	1,9	99,73
MP-5IIC-38	77,39	12,02	2,13	0,38	1,99	4,46	0,36	0,13	0,02	0,05	<0,002	<20	9	1,0	99,93
GIM-6HC-10B	66,31	14,77	5,42	1,19	3,34	1,09	3,83	0,88	0,21	0,07	0,004	<20	13	2,6	99,71
DRR-6-052A	68,54	14,03	5,46	1,53	4,92	4,22	0,30	0,27	0,04	0,07	0,014	<20	18	0,5	99,87
SK-5003-RA	69,26	13,34	4,80	1,99	4,73	3,38	0,56	0,37	0,09	0,08	0,009	<20	18	1,3	99,89
MM-5IIIA-18A	43,34	17,67	12,91	8,62	10,81	1,60	1,04	1,79	0,06	0,14	0,031	55	44	1,5	99,51
JL-5037-RA	67,25	14,37	4,80	2,95	2,25	4,08	2,31	0,71	0,13	0,05	0,005	<20	12	0,8	99,69
DRR-6-036	71,26	12,66	5,06	1,68	2,07	2,67	1,46	0,75	0,25	0,05	0,005	<20	9	1,9	99,83
JL-5036-RA	68,07	14,27	5,09	2,10	2,88	3,13	2,02	0,64	0,15	0,06	0,006	<20	11	1,4	99,81
MM-5IID-34-17	74,18	15,61	0,66	0,20	0,81	5,11	1,76	0,04	0,02	0,02	<0,002	<20	<1	1,5	99,94
DRR-PC-6-007	55,54	14,69	13,29	3,71	6,72	3,01	0,39	0,88	0,08	0,23	<0,002	<20	39	1,3	99,83
MM-5IIIA-018B	49,16	15,63	9,01	9,36	10,93	2,88	0,44	0,89	0,21	0,14	0,078	114	50	0,9	99,63

Tabla 2. Análisis químicos en roca total de las litologías más representativas del Neis de Macuira. (Continuación)

MUESTRA	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
SK-5026RA	782	2	32,2	0,8	22,8	4,8	34,7	8,9	5	563,3	2,4	2,9	1,7	253	0,8	207,6	23,7
MP-5IIC-35B	989	1	4,7	1,0	13,3	4,4	6,0	99,7	<1	76,2	0,4	5,9	1,5	32	7,0	185,0	15,1
MM-5008-RA	594	1	13,9	2,9	17,9	8,9	12,3	113,0	3	179,9	0,4	12,5	2,0	105	<0,5	353,8	35,0
MP-5IIC-38	208	1	1,1	0,1	12,3	3,0	0,6	5,5	<1	226,3	<0,1	<0,2	0,2	13	<0,5	111,6	22,0
GIM-6IIC-10B	823	<1	9,1	2,9	20,2	10,9	23,4	124,3	2	242,8	1,2	22,4	2,5	80	1,5	456,2	38,5
DRR-6-052A	169	<1	8,5	<0,1	18,3	4,1	0,4	2,1	<1	367,2	<0,1	<0,2	<0,1	60	<0,5	135,0	30,0
SK-5003-RA	268	<1	9,4	0,3	14,3	2,3	1,7	13,8	<1	213,4	<0,1	0,3	0,2	72	<0,5	88,4	24,7
MM-5IIIA-18A	1156	<1	47,9	0,3	21,5	1,1	2,7	30,9	1	584,2	<0,1	0,2	<0,1	505	<0,5	32,1	18,8
JL-5037-RA	925	<1	11,2	2,5	16,5	8,2	9,0	66,9	2	299,9	0,2	6,5	0,8	90	<0,5	352,7	20,8
DRR-6-036	290	3	7,6	4,0	14,4	7,5	15,6	75,1	1	293,2	1,1	9,3	2,5	119	1,0	283,4	18,9
JL-5036-RA	670	2	9,1	1,5	17,2	5,7	10,1	73,6	2	306,2	0,4	8,7	0,9	94	<0,5	199,2	15,5
MM-5IID-34-17	870	3	1,0	0,5	14,0	1,6	2,9	43,1	<1	436,1	0,3	1,7	1,2	36	30,4	34,9	3,0
DRR-PC-6-007	140	<1	31,4	0,1	16,4	2,2	1,1	4,3	1	204,8	<0,1	<0,2	<0,1	291	<0,5	82,4	38,1
MM-5IIIA-018B	404	<1	43,7	0,1	19,1	1,4	9,7	6,1	4	826,6	0,5	1,7	0,3	279	0,8	39,8	18,1

Tabla 2. Análisis químicos en roca total de las litologías más representativas del Neis de Macuira. (Continuación)

MUESTRA	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%
SK-5026RA	24,7	51,6	6,79	28,8	6,17	2,35	5,77	0,90	4,92	0,85	2,28	0,34	2,02	0,29	0,09	0,02
MP-5IIC-35B	27,5	53,2	6,39	23,0	3,84	0,91	3,19	0,51	2,89	0,53	1,53	0,25	1,52	0,22	0,20	<0,02
MM-5008-RA	37,4	76,2	9,70	38,4	7,33	1,37	6,49	1,08	6,12	1,25	3,68	0,60	3,89	0,61	<0,02	<0,02
MP-5IIC-38	8,0	14,3	1,87	7,2	1,66	0,68	2,34	0,49	3,45	0,84	2,76	0,42	2,73	0,45	0,05	0,03
GIM-6IIC-10B	42,6	94,0	11,47	45,3	8,73	1,73	7,85	1,31	7,14	1,36	3,88	0,56	3,56	0,52	<0,02	<0,02
DRR-6-052A	2,8	6,5	1,17	6,5	2,62	0,92	3,85	0,83	5,13	1,15	3,23	0,48	2,85	0,42	0,02	<0,02
SK-5003-RA	6,4	13,4	1,86	9,2	2,61	0,90	3,37	0,68	4,29	0,95	2,79	0,46	2,88	0,46	0,11	<0,02
MM-5IIIA-18A	3,9	10,4	1,91	10,8	3,53	1,20	3,96	0,69	3,89	0,77	2,09	0,29	1,72	0,25	<0,02	0,03
JL-5037-RA	26,7	53,5	6,97	29,0	5,48	1,27	4,95	0,75	4,07	0,77	2,20	0,34	2,10	0,34	0,02	<0,02
DRR-6-036	28,4	69,5	9,19	35,9	6,38	1,43	4,87	0,72	3,98	0,69	1,94	0,31	2,04	0,31	0,16	<0,02
JL-5036-RA	25,6	51,3	6,06	24,0	4,33	1,06	3,92	0,55	2,90	0,53	1,38	0,18	1,04	0,17	0,02	0,04
MM-5IID-34-17	3,5	6,0	0,80	2,4	0,80	0,38	0,74	0,12	0,54	0,11	0,22	0,06	0,20	0,05	0,04	<0,02
DRR-PC-6-007	2,5	7,2	1,34	8,3	2,87	1,02	4,19	0,89	5,89	1,37	4,10	0,65	4,11	0,65	0,03	<0,02
MM-5IIIA-018B	17,7	46,0	5,88	24,7	5,25	1,23	4,58	0,72	3,77	0,71	2,02	0,31	1,91	0,26	0,05	<0,02

En el diagrama de discriminación de protolitos entre grauwacas y rocas ígneas básicas (De La Roche, 1968), las muestras de neises anfibólicos y anfibolitas se proyectan en los campos correspondientes a los protolitos asociados con grauwacas con aporte volcánico y rocas ígneas de composición basáltica para los neises anfibólicos, y doleritas y basaltos para las anfibolitas

(FIGURA 8a). Los neises cuarzo-feldespáticos y esquistos se proyectan en los campos relacionados con los protolitos correspondientes a grauwacas y subgruwacas, donde las muestras que se encuentran adyacentes al campo de las grauwacas corresponderían a intrusivos cuarzo-feldespáticos metamorfoseados (FIGURA 8b).

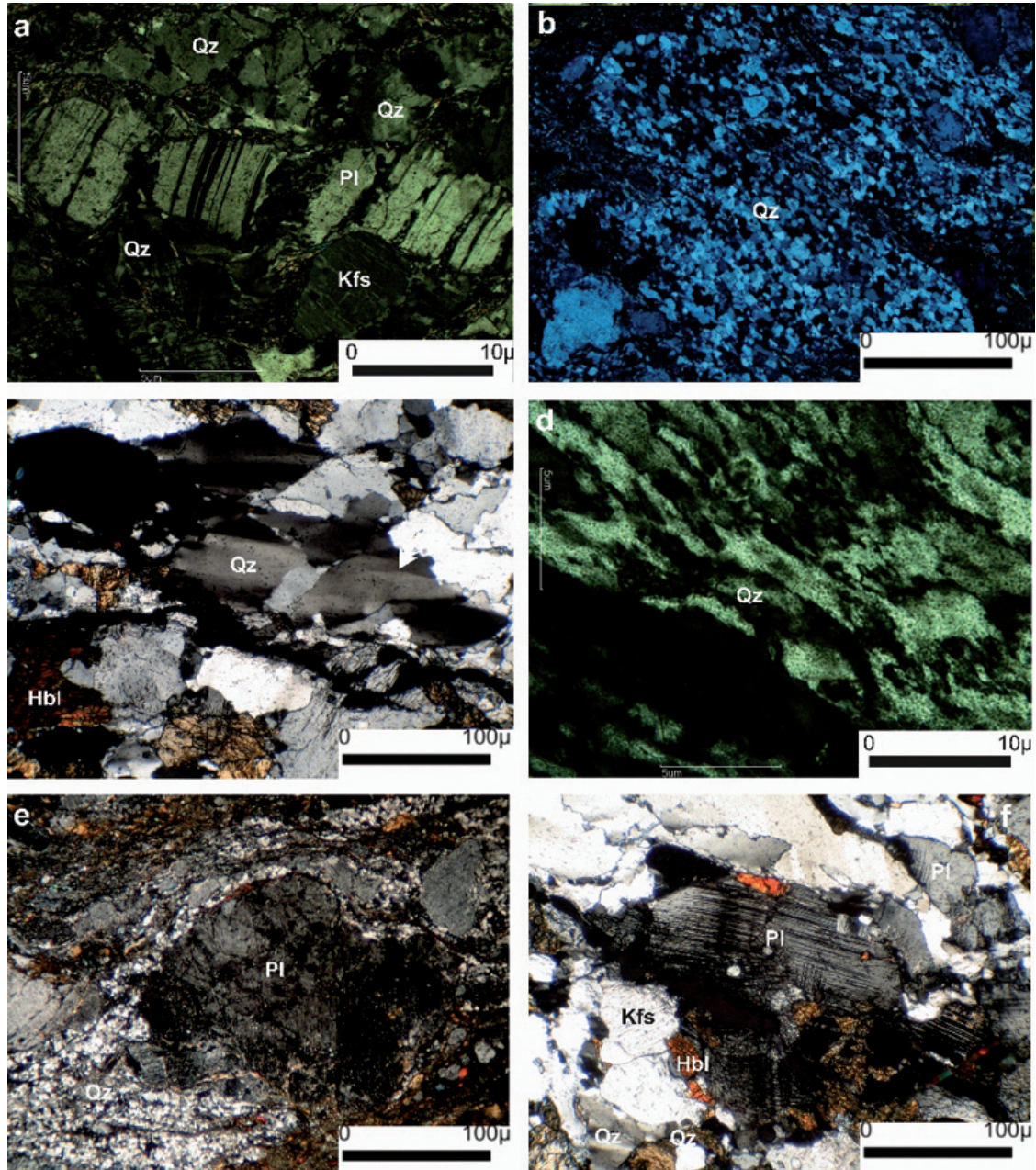


FIGURA 7. Características microtectónicas del Neis de Macuira. **a.** Plagioclasa (Pl) con boudinage en dominó. Objetivo 4.0x. Nícoles cruzados; **b.** Plegamiento apretado en microlitones de cuarzo (Qz). Objetivo 4.0x. Nícoles cruzados; **c.** Cuarzo (Qtz) con bandas de deformación. Objetivo 4.0x. Nícoles cruzados; **d.** Detalle de Bulging difuso en cuarzo (Qz). Objetivo 40.0x. Nícoles cruzados; **e.** Plagioclasa (Pl) con maclas dobladas, kinking, y fracturas intragranulares. Objetivo 4.0x. Nótese la presencia de estructuras de manto y núcleo en las que el manto está dado por cuarzo. Nícoles cruzados; **f.** Plagioclasa (Pl) con maclas microplegadas, kinking, y fracturas intragranulares. Objetivo 4.0x. Nícoles cruzados.

De acuerdo con el diagrama que muestra el origen de rocas máficas con base en números de Niggli (Leake, 1964), los protolitos de neises anfibólicos y anfibolitas pueden corresponder a rocas ígneas que concuerdan con la tendencia evolutiva de diferenciación de las Rocas Toleíticas de Karoo (Doleritas), para algunos neises anfibólicos y anfibolitas en general; aunque algunos neises pueden corresponder a mezclas

entre pelitas y dolomitas o pelitas y rocas calcáreas (FIGURA 8c). En el diagrama que muestra la tendencia ígnea de anfibolitas y esquistos máficos (Evans and Leake, 1960), el cual discrimina el cromo del número de magnesio de Niggli, las anfibolitas concuerdan con la tendencia ígnea, mientras que algunos neises anfibólicos concuerdan con protolitos pelíticos y/o calcáreos (FIGURA 8d).

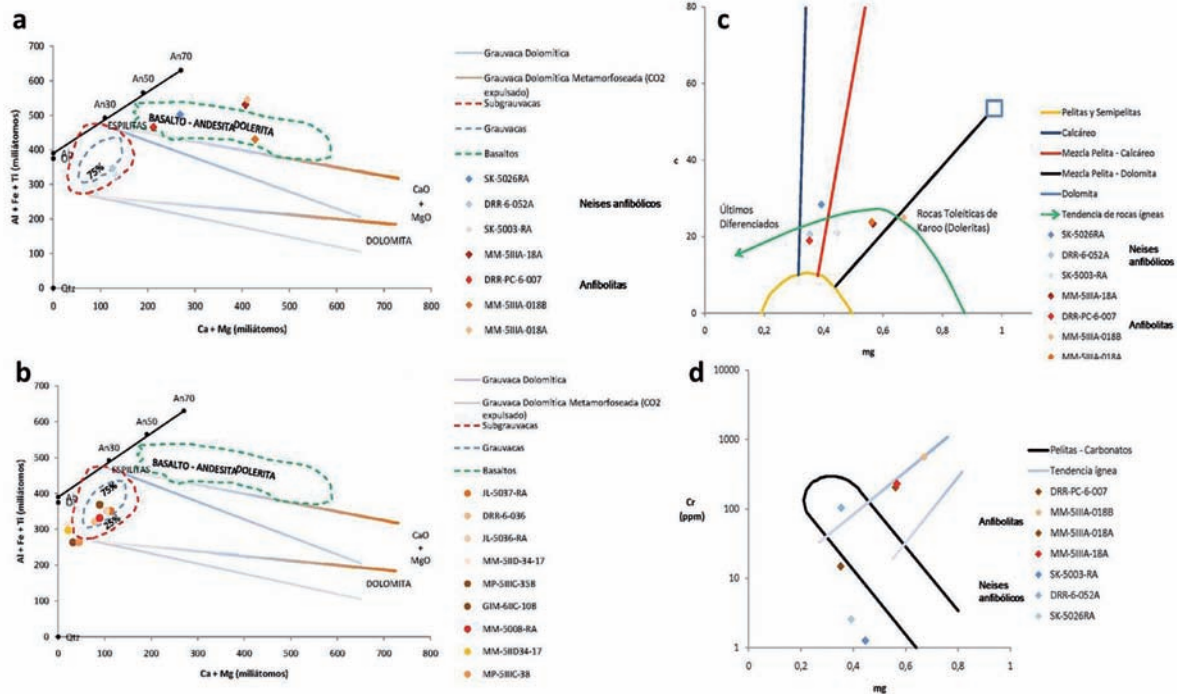


FIGURA 8. Diagramas de discriminación de protolitos para el Neis de Macuira. Diagrama de discriminación de protolitos entre grauwacas y rocas ígneas básicas (De La Roche, 1968). **a.** para anfibolitas y neises anfibólicos; **b.** para neises cuarzo-feldespáticos y esquistos; **c.** Diagrama que muestra el origen de rocas máficas con base en números de Niggli (Leake, 1964), $c = CaO$; $mg = MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$ para anfibolitas y neises anfibólicos; **d.** Diagrama que muestra la tendencia ígnea de anfibolitas y esquistos máficos (Evans and Leake, 1960), $Cr =$ Cromo; $mg = MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$ para anfibolitas y neises anfibólicos.

DISCUSIÓN

En el Neis de Macuira se interpretan cinco fases de deformación probablemente relacionadas con dos eventos orogénicos, uno de edad Paleozoico Tardío (Orogenia Alleghaniana) y otro de edad Mesozoico a Cenozoico (Orogenia Andina). Las primeras fases de deformación se relacionan con deformación dúctil desarrollada durante eventos tectónicos en alto grado de metamorfismo, y la última corresponde a una deformación frágil-semifrágil.

D₁: Bandeamiento composicional (foliación néisica) pre-migmatítica

Consiste en una deformación dúctil penetrativa que está asociada con el desarrollo de una foliación néisica temprana (S₁) preservada localmente en *boudines*

multicapa plegados, embebidos en neises anfibólicos y neises cuarzo-feldespáticos, como remanentes estructurales y texturales (bandeamiento composicional y lineaciones minerales L₁). Corresponde a una alternancia de horizontes leucocráticos y melanocráticos, variantes entre 1 y 5 cm de espesor (FIGURAS 6, 9). Esta fase de deformación marca el inicio del metamorfismo regional y coincide con las edades de enfriamiento reportadas para el evento metamórfico regional principal M₁ de Cardona *et al.* (2006) entre 230 y 210 Ma. en anfíboles (TABLA 3), y está relacionada probablemente con el evento tectónico que generó la amalgamación del Supercontinente Pangea durante la colisión continental de Gondwana y Laurasia y que corresponde con la Orogenia Alleghaniana (Rogers and Santosh, 2003, Cardona *et al.*, 2006; Vinasco *et al.*, 2006; Weber *et al.*, 2008; Weber *et al.*, 2010).

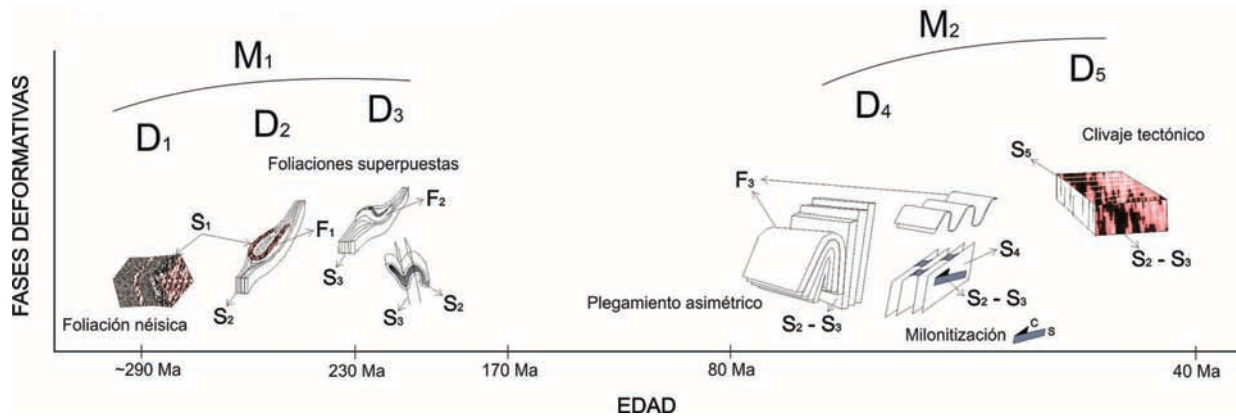


FIGURA 9. Diagrama representativo que muestra los estilos estructurales y las relaciones entre el desarrollo de las diferentes estructuras (foliaciones y pliegues), edades, fases deformativas y eventos metamórficos.

En este contexto, de acuerdo con Keppie (2004; 2008) y Weber *et al.* (2008), la margen norte de Sur América se encontraba regulada por la presencia de cuencas sedimentarias que se relacionaban faunísticamente (Sánchez *et al.*, 1999) y presentaban áreas fuente de sedimentos en común (Weber *et al.*, 2008). Dichas áreas fuente de sedimentos han sido interpretadas como parte del Cratón Amazónico (provincias Río Negro-Juruena y Rondonia-San Ignacio, y el Cinturón Pan Africano-Brasiliano) y el Terreno Oaxaquia. Las cuencas sedimentarias se encontraban enmarcadas en

un ambiente colisional en donde algunos de los terrenos mexicanos (Maya y Oaxaquia) colisionaban con la margen pasiva noroccidental de Gondwana, la cual ya registraba los procesos tectónicos relacionados con la Orogenia Alleghaniana en ~280 Ma. El cierre e inversión de las cuencas sedimentarias seguido de deformación y metamorfismo ocurrió hace aproximadamente 250 Ma, edad que podría corresponder con el pico de metamorfismo del Neis de Macuira y que concuerda con la colisión continental de Gondwana con Laurasia (Rogers and Santosh, 2003).

Tabla 3. Edades de los eventos tectono-termales del Neis de Macuira.

EDAD (Ma.)	MÉTODO	UNIDAD / INTERPRETACIÓN
195±8	K-Ar Ms Pegmatita	Granodiorita de Siapana Edad mínima metamorfismo. MacDonald (1964).
172±10	K-Ar Hbl	Neis de Macuira (Grupo Macuira) Edad mínima primer evento metamórfico. Lockwood (1965).
56±6	K-Ar Hbl	Neis de Macuira (Grupo Macuira) Edad máxima segundo evento metamórfico. Lockwood (1965).
48±4	K-Ar	Cuarzodiorita de Parashi Edad mínima segundo evento metamórfico. Lockwood (1965).
100 – 220 150 – 160	Ar-Ar Hbl	Neis de Macuira (Formación Macuira) Evento tectono-termal. Cardona <i>et al.</i> (2006).
79±5	Ar-Ar Bt	Neis de Macuira (Formación Macuira) Evento tectono-termal. Cardona <i>et al.</i> (2006).
160	Ar-Ar Ms	Neis de Macuira (Formación Macuira) Evento tectono-termal. Cardona <i>et al.</i> (2006).

D₂: Deformación dúctil, estados iniciales de migmatización y emplazamiento de leucosomas

Se encuentra representada por una foliación S₂ (FIGURAS 6, 9) que se superpone a S₁ (contenida en *boudines* multicapa plegados). A esta fase deformativa

se relaciona la ocurrencia de plegamiento (F₁) asociado con el desarrollo de la foliación S₂, y estructuras de dilatación generadas por esfuerzos de tensión durante deformación plástica no coaxial en las que se hospedan leucosomas (FIGURA 5). La relación entre leucosomas

y foliación S_2 permite interpretar una conexión entre fusión parcial y D_2 , en la que es probable que el calor generado por la fricción influya en el aumento de temperatura y sea uno de los mecanismos que favorece la generación del leucosoma durante el metamorfismo. Ésta fase se puede comparar con el evento orogénico D_1 de Álvarez (1967), al cual se relacionaría el evento metamórfico (M_1) con deformación progresiva.

D_3 : Deformación dúctil de las estructuras migmatíticas

Se registra como un plegamiento asimétrico (F_2) de lentes o leucosomas paralelos a S_2 por deformación progresiva. Se producen pliegues en “Z” isoclinales sin raíz con planos axiales paralelos a S_3 (FIGURAS 6, 9), y localmente pliegues en vaina y pliegues ptigmáticos debido a la alta ductilidad de los leucosomas y el hospedante. S_2 y S_3 forman una foliación compuesta, formada en alto grado de metamorfismo como parte de un evento tectonotermal continuo con lineaciones minerales (L_2). El plegamiento isoclinal en “Z” sin raíz de los leucosomas sugiere una diferencia en competencias entre el material encajante y el que compone el pliegue, en donde los flancos del pliegue isoclinal presentan *boudinage* que se evidencia por el adelgazamiento de los mismos.

D_4 : Milonitización post-migmatítica

Ésta, además de observarse en las rocas que conforman al Neis de Macuira, se observa en los Esquistos de Jarara más al norte. Se caracteriza por el emplazamiento de venas de cuarzo y carbonatos en los Esquistos de Jarara, y el desarrollo de una foliación milonítica (S_4) evidenciada por estructuras S-C con clivajes de banda de cizalla bien desarrollados, pliegues en “Z” intrafoliales sectorizados y pliegues asimétricos (F_3) con dimensiones métricas (FIGURAS 6 y 9). También se observa porfiroclastos de feldespatos, *boudinage* en venas de cuarzo y clivaje filítico en los Esquistos de Jarara. Los pliegues son generados a partir de deformación no coaxial posiblemente paralela a la estructura néisica del Neis de Macuira y se encuentra relacionada con el inicio de la deformación asociada con la actividad de la Falla de Simarua, que es interpretada como una paleosutura. Ésta fase se puede comparar con el inicio del evento orogénico D_2 de Álvarez (1967), durante el cual posiblemente ocurre el emplazamiento sintectónico de granitoides (e.g., Milonita Granítica de Taparajin) y el metamorfismo de los Esquistos de Jarara (M_2).

D_5 : Deformación frágil-semifrágil (clivaje tectónico) post-migmatítico

Se registra como un fracturamiento de carácter frágil-semifrágil y de origen tectónico, correspondiente a un clivaje disyuntivo o tectónico (S_4) que se transpone a las demás foliaciones en un ángulo aproximado de 80° .

Las fases D_1 a D_3 , que se pueden comparar con el evento orogénico D_1 de Álvarez (1967), se relacionan el evento metamórfico principal (M_1) con deformación progresiva, este evento al que se asocia la Orogenia Alleghaniana se generó por la colisión entre las masas continentales de Laurentia y Gondwana (en terrenos que corresponden en la actualidad a Texas, Louisiana y Venezuela) en un ambiente transpresivo. Las edades de 230 Ma. (Cardona *et al.*, 2006) se interpretan como edades de enfriamiento del evento metamórfico regional principal M_1 (fase terminal) y concuerdan con edades de neises graníticos de la Cordillera Central (Vinasco *et al.*, 2006), que en conjunto se interpretan como registros de la conformación del Supercontinente Pangea. Las fases o ciclos deformativos finales D_4 a D_5 se pueden relacionar con la respuesta tectónica al movimiento relativo de la Placa Caribe con respecto a Sur América y corresponderían con el evento orogénico D_2 de Álvarez (1967). Estos ciclos se relacionan con el evento metamórfico M_2 , en el que la deformación sugiere en principio la acción de una convergencia oblicua que conjuga movimientos verticales con traslaciones horizontales. La conjugación de estos dos grupos de movimientos da como resultado plegamientos asimétricos con cabeceos en sus charnelas que son indicativos de transpresión (Jones *et al.*, 2004; Carreras *et al.*, 2005). Las edades interpretadas de este evento orogénico están en el rango de 79 a 48 Ma. (Lockwood, 1965; Cardona *et al.*, 2006) y puede corresponder a las fases iniciales de la Orogenia Andina.

El Neis de Macuira se encuentra limitado al noroeste por una zona de cizalla con cinemática lateral derecha (Falla de Simarua) que marca el contacto con la Formación Jarara, el contacto al sur es otra zona de cizalla lateral derecha (Falla de Cuiza) y las fallas inversas de Santa Ana y Alas, las cuales marcan el contacto con las unidades calcáreas mesozoicas. Adicionalmente, el Neis de Macuira está afectado por deformación milonítica y cataclástica posteriores al evento de migmatización, la relación de este evento con las estructuras regionales conocidas no está aún establecida.

Todas las litologías descritas se presentan como intercalaciones, con predominios locales de unas litologías sobre otras (e.g., neises cuarzo-feldespáticos con biotita en neises anfibólicos y anfibolitas). Adicionalmente, los eventos de deformación que afectaron la unidad formaron pliegues asimétricos apretados con el eje de charnela horizontal a subhorizontal ocasionando repetición de las sucesiones litológicas (c.f., FIGURA 9). Estas características originan relaciones de campo complejas entre las litologías discutidas por lo que se recomienda que el Neis de Macuira no sea subdividido en unidades de menor rango (miembros Uray y Jaturuhu) como lo plantean MacDonald (1964) y Álvarez (1967).

La unidad puede describirse en general como una sucesión de neises anfibólicos y cuarzo-feldespáticos intercalados con anfibolitas y esquistos (TABLA 4), localmente con migmatitas (metatexitas) caracterizadas

por la presencia de leucosomas y mesosomas distribuidos localmente en neises cuarzo-feldespáticos, neises anfibólicos y anfibolitas (FIGURA 2b). Estas observaciones concuerdan parcialmente con lo reportado por Radelli (1960, 1962), MacDonald (1964), Lockwood (1965) y Álvarez (1967) para las serranías de Macuira, Jarara y Simarua. Sin embargo, no fueron observadas meta-serpentinitas (rocas de talco y serpentina) rocas con talco y actinolita, ni rocas tipo *skarn*. Los esquistos descritos aquí y reportados en estudios anteriores (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967) fueron probablemente formados por metamorfismo dinámico sobreimpuesto asociado a fallas en zonas estructuralmente complejas, y se desarrollan en neises y anfibolitas en sectores en los que se observa clivajes con espaciamiento estrecho que le dan a las rocas una apariencia de esquistos.

Tabla 4. Variedades litológicas del Neis Macuira.

ÁREA DE SIMARÚA (Álvarez, 1967)	ÁREA DE JARARA (Lockwood, 1965)	ÁREA DE MACUIRA (MacDonald, 1964)
Miembro Jaturuhu (Álvarez, 1967)		
Esquistos pelíticos	Esquistos con Alm-Pl-Qz-Bt Esquistos con Ms-Bt Esquistos con St-Bt	Esquistos con Bt-Ms-Qz-Pl
Neises	Neises	Lentes de Qz - Pl
Anfibolitas	Anfibolitas	Esquistos con Hbl-Pl y con Hbl
Mármoles y rocas calco-silicáticas	Mármoles y rocas calco-silicáticas	Mármoles y rocas calco-silicáticas
Meta-serpentinita	Meta-serpentinita	Rocas de talco y serpentina
Pegmatitas		Esquistos augen Esquistos cloríticos Esquistos cuarzo-grafíticos
Miembro Uray (MacDonald, 1964)		
	Neis con Alm-Hbl-Pl	Neis con Hbl-Pl
	Neis félsico	Esquistos cloríticos
	Esquistos con Bt	Esquistos tremolíticos-grafíticos
	Anfibolita masiva	Anfibolita
	Rocas tipo Skarn	Mármol con diópsido Rocas con talco y serpentina
Formación Macuira no diferenciada (Álvarez, 1967)		
Anfibolitas		
Rocas metapelíticas		

En campos sombreados se relacionan las litologías halladas en este trabajo para el Neis de Macuira en comparación a las unidades descritas en trabajos anteriores para los miembros Uray y Jaturuhu. En negrita y cursiva se relacionan las unidades que fueron encontradas y descritas en este estudio.

Las rocas que afloran al sur de la Falla de Cuiza y que Álvarez (1967) denominó “Formación Macuira no diferenciada” hacen parte del Neis de Jojoncito de acuerdo a las relaciones de campo y a las características petrográficas y geoquímicas encontradas (Cardona *et al.*, 2006; Zuluaga *et al.*, 2009). El contacto entre el Neis de Macuira y el Neis de Jojoncito es un contacto fallado (controlado por la Falla de Cuiza) y no gradacional como fue reportado por Álvarez (1967).

Los protolitos de los neises cuarzo-feldespáticos, esquistos, y algunos de los neises anfibólicos y anfibolitas se interpretan como secuencias volcanosedimentarias y/o sedimentarios con aporte volcánico (subgrauvacas y grauvacas). Los protolitos de los neises anfibólicos se interpretan como rocas ígneas de composición basáltica. Los protolitos de las anfibolitas se interpretan como doleritas y basaltos. De acuerdo a estos protolitos, el posible ambiente de depósito se puede considerar como relacionado a un marco tectónico de colisión continental; para el tiempo de acumulación de las litologías (hace ~250 Ma.) se propone en la literatura que este margen de Gondwana colisionaba con Laurasia para conformar el Supercontinente Pangea (Rogers and Santosh, 2003; Weber *et al.*, 2008). Es probable que los eventos tectonotermales más jóvenes (TABLA 3) que reiniciaron los sistemas Ar-Ar y K-Ar (79 a 48 Ma.; Lockwood, 1965; Cardona *et al.*, 2006), estén relacionados con un segundo evento metamórfico M_2 , y coincidan con las edades interpretadas del metamorfismo de las unidades al norte de la Falla de Simarua (e.g., Esquistos de Jarara y Conjunto Metamórfico de Etpana), que podría relacionarse con la acreción de un arco de islas caribeño durante el Cretácico (Weber *et al.*, 2009; 2011).

El pico metamórfico relacionado con el evento M_1 se interpreta en la región de presión y temperatura de la facies anfibolita de acuerdo a las asociaciones minerales estables observadas en las diferentes litologías, lo que concuerda con el rango comprendido entre 6 Kbar y 9 Kbar de presión y 500° y 550°C de temperatura, hallado a partir de geotermobarometría del par mineral anfíbol – plagioclasa calculado por Cardona *et al.* (2006). La presencia de clorita a partir de hornblenda y granate sugiere localmente metamorfismo retrogrado en la facies esquistos verde. Además, las máximas temperaturas deben corresponder a la zona de fusión parcial de granito húmedo (> 680 °C) ya que se interpreta que los leucosomas de espesores centimétricos a milimétricos pueden corresponder a fundidos parciales “*in-situ*” en contacto con su “*residuum*” e “*in-source*” (cf. FIGURA 5d).

El Neis de Macuira estuvo sujeto a varios eventos de deformación (deformación heterogénea), donde cada

ciclo deformativo comprende la formación de una nueva foliación o clivaje y el desarrollo de plegamientos relacionados con fallamiento o metamorfismo regional. Además de las microestructuras de foliación, se observa plegamiento y fallamiento a nivel macro y microscópico. Se pueden distinguir dos tipos de deformaciones: 1) los que se asocian con los efectos del metamorfismo de la unidad y 2) los que se relacionan a deformación tectónica por debajo del límite de transición del feldespato (límite frágil – dúctil, y frágil).

La mezcla de microestructuras de deformación y de crecimiento de cristales (e.g., foliación metamórfica, porfiroblastos, micro y macroplegamientos) con microestructuras y texturas migmatíticas (e.g., presencia de lentes y venas de leucosomas) le confieren una complejidad adicional a la unidad. Las formas irregulares difusas de los leucosomas indican que algunas de las fracturas Tipo I se desarrollaron en el mesosoma en el momento de la fusión parcial y son consistentes con fusión *in-situ* (e.g., Sawyer, 2008). Adicionalmente la presencia de pliegues disarmónicos (ptigmáticos) sugieren la ocurrencia de deformación plástica en el momento de la fusión parcial. La presencia de pliegues sin raíz, intrafoliales y *boudines* sugiere la acción de un esfuerzo no coaxial en cizalla general. Sin embargo, no se descarta la relación de algunas de estas estructuras con las fallas presentes en el área (e.g., fallas de Simarua y Cuiza), las cuales se superponen con paleotensores de esfuerzos diferentes en periodos de tiempo posteriores al metamorfismo. Algunas microestructuras observadas localmente evidencian episodios de deformación en estado sólido con milonitización del protolito pelítico. Dentro de estas microestructuras se encuentran la presencia de porfiroclastos de agregados con asociaciones de feldespato + cuarzo + moscovita + epidota (zoicita) y granate + cuarzo + epidota (zoicita), y fragmentos de granate y feldespato, envueltos en la foliación definida por dominios de clivaje que le imprimen a la roca un aspecto augen.

CONCLUSIONES

Las relaciones de campo y las características mineralógicas y estructurales del Neis de Macuira permiten interpretar que el metamorfismo que sufrió la unidad es tipo Tipo Barroviano progresivo y el pico de metamorfismo se alcanzó en la Facies Anfibolita Alta, en el rango comprendido entre 6 Kbar y 9 Kbar de presión y 500° y 550°C de temperatura, hallado a partir de geotermobarometría del par mineral anfíbol – plagioclasa calculado por Cardona *et al.* (2006). Dicho metamorfismo es típicamente interpretado como de

tectónica de colisión continental (Winter, 2001; Will, 2002; Best, 2003; Kornprobst, 2003).

Para la sucesión de neises cuarzo-feldespáticos, esquistos, rocas calco-silicáticas y mármoles, se interpreta un protolito vulcanosedimentario y/o sedimentario (grauvacas y subgrauvacas). Para neises anfibólicos, algunos cuarzo-feldespáticos y anfibolitas se interpreta un protolito ígneo y vulcanosedimentario (grauvacas y rocas ígneas básicas y graníticas). Los protolitos se generaron en un ambiente de arco volcánico (continental o de islas), asociado posiblemente a una zona de subducción.

Se recomienda que el Neis de Macuira no sea subdividido en unidades de menor rango (miembros Uray y Jaturuhu) teniendo en cuenta la repetición de las sucesiones de rocas metamórficas con predominios locales de unas litologías sobre otras (e.g., neises cuarzo-feldespáticos con biotita en neises anfibólicos y anfibolitas).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Proyecto de investigación “Cartografía e historia geológica de la Alta Guajira, implicaciones en la búsqueda de recursos minerales”, enmarcado en el Acuerdo Específico No. 030 de 2006, complementario al Convenio Marco de Cooperación No. 007 de 1992, suscrito entre el Instituto Colombiano de Geología y Minería – INGEOMINAS y la Universidad Nacional de Colombia. Adicionalmente al profesor PhD. Andreas Kammer, de la Universidad Nacional de Colombia, por sus comentarios en relación a la deformación y tectónica, al Dr. Sebastián Osvaldo Verdecchia de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina, por su objetiva evaluación del documento, la cual contribuyó substancialmente al mejoramiento del mismo, a los geólogos Alberto Ochoa y Luis Bernal del INGEOMINAS, Sait Khurama de la Universidad Industrial de Santander, y a todos aquellos que de una u otra manera han tenido relación con la Alta Guajira y su geología.

REFERENCIAS

Alberding, H. 1957, Application of Principles of Wrench-Fault Tectonics of Moody and Hill to Northern South America. The Geological Society of America. Vol. 68, pp. 786-790.

Álvarez, W. 1967. Geology of the Simarua and Carpintero areas. Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. New Jersey, 168p.

Audemard, F.A. 1996. Paleoseismicity studies on the Oca-Ancon fault system, northwestern Venezuela, Tectonophysics 259: 67-80.

Audemard, F.A. 2003. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. Quaternary International, 100-102: 43-65.

Audemard, F.E., and Audemard, F.A. 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics, 345: 299-327.

Best, M. 2003. Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Publishing, 718p.

Blenkinsop, T. 2000. Deformation Microstructures and Mechanism in Mineral and Rocks. Kluwer Academic Publishers, Norwel (USA), 150p.

Brodie, K., Fettes, D., Harte, B., and Schmid, R. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 3. Structural terms including fault rock terms. *Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07*. SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR.

Cardona, A., Cordani, U., and MacDonald, W. 2006. Tectonic correlations of Pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. Journal of South American Earth Sciences, 21: 337-354.

Caro, M., and Spratt, D. 2003. Tectonic evolution of the San Jacinto fold belt, NW Colombia. CSEG Recorder, February, pp. 37-43.

Carreras, J., Druguet, E., and Griera, A. 2005. Shear zone-related folds. Journal of Structural Geology, 27: 1229-1251.

Coutinho, J., Krätner, H., Sassi, F., Schmid, R., and Sisir, S. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 8. Amphibolite and granulite. *Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07*. SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR.

De La Roche, H. 1968. Géochimie. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques.

- Les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris; t. 267, Série D, pp. 39-42.
- Evans, B.W., and Leake, B.E. 1960. The composition and origin to the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *Journal of Petrology*, 1(3): 337-360.
- Gómez, I. 2001. Structural style and evolution of the Cuiza Fault System, Guajira, Colombia. Faculty of the Department of Geosciences, University of Houston, USA, 141p.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N.E., Jiménez, D.M., Tejada, M.L., Sepúlveda, M.J., Osorio, J.A., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H., y Mora, M., compiladores. 2007. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1'000.000. INGEOMINAS, 2 hojas. Bogotá.
- Hosie, A. 1994, "Seismic Stratigraphy of the Southern Offshore Guajira Basin, Colombia," Master Thesis, University of Oklahoma, 117 p.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification. 1987. Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 440 – 442.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC). 1999. *International Stratigraphic Guide -An abridged edition* (Michael A. Murphy and Amos Salvador, Eds.). *Episodes*, 22(4): 255-271.
- Irving, E.M. 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *INGEOMINAS. Boletín Geológico*, 19(2): 1-89.
- Irving, E.M. 1972. Mapa Geológico de la Península de la Guajira. Colombia (compilación). Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., and Tavarnelli, E. 2004. Inclined transpresión. *Journal of Structural Geology*, 26: 1531-1548.
- Kellogg, J. 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela- Colombia, and adjacent basins. *Geological Society of American Memoirs*, 162: 239-262.
- Kellogg, J., and Bonini, 1982. Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1: 251-276.
- Kellogg, J.; Toto, E., and Cerón, J. 2005. Structure and tectonics of the Sinu-San Jacinto accretionary prism in northern Colombia. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología*, Bogotá, 10p.
- Kennan, L., and Pindell, J. 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. En: James, K., Lorente, M.A. and Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America*, Geological Society of London, Special Publication.
- Keppie, J.D. 2004. Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey. *International Geology Review*, 46(9): 765-794.
- Keppie, J.D. 2008. Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. En: Keppie, J.D., Murphy, J.B., Ortega-Gutiérrez, F. and Ernst, W.G., eds. *Middle American Terranes, Potential Correlatives, and Orogenic Processes*. Taylor & Francis Group, pp. 7-36.
- Knipe, R.J. 1989. Deformation mechanism recognition from natural tectonics. *Journal of Structural Geology*, 11: 81-92.
- Kornprobst, J. 2003. *Metamorphic rocks and their geodynamic significance*. Kluwer Academic Publishers, 208p.
- Krause, D.C., 1971. "Bathymetry, Geomagnetism, and Tectonics of the Caribbean Sea North of Colombia". *The Geological Society of America, Memoir* 130: 35-54.
- Leake, B.E. 1964. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *Journal of Petrology*, 5(2): 238-254.
- Lockwood, J.P. 1965. *Geology of the Serranía de Jarara Area. Guajira Peninsula, Colombia*. Tesis Ph.D., Princeton Univ. New Jersey, 167p.
- López, J.A. 2010. *Petrología del Neis de Macuira, Alta Guajira, Colombia*. Tesis MSc., Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 116p
- López, J.A. y Zuluaga, C.A. 2009. Características petrográficas y microtectónicas del Neis de Macuira. *Memorias XII Congreso Colombiano de Geología*. Paipa, Colombia.
- López, S.A., Mora, H., Trenkamp, R.A., Salcedo, E.J., y Ayala, L.F. 2011a. Desacople de la convergencia Nazca-Suramérica en el Pacífico Colombiano y partición del esfuerzo-deformación en los Andes del Norte a lo largo de un orógeno obstruido. En *memorias XIV Congreso*

- Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología. Medellín, Colombia, pp. 247.
- López, S.A., Mora, H., Vargas, C.A., y Salcedo, E.J. 2011b. Preguntas científicas de investigación sobre deformación en Colombia. En memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología. Medellín, Colombia, pp. 301
- MacDonald, W.D. 1964. Geology of the Serranía de Macuira Area. Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. New Jersey, 237p.
- Macellari, C.E. 1995, "Cenozoic Sedimentation and Tectonics of the Southwestern Caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia," in Tankard, A. J., Suarez, R. and Welsink, H. J. Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62: 757-780.
- Maya, M., 2001. Distribución, facies y edad de las rocas metamórficas de Colombia. INGEOMINAS, 54p.
- Mercado, M. 1999. Mapa geológico del Departamento de La Guajira. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, 89p.
- Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., and Jaramillo, C. 2010. Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. Journal of South American Earth Sciences, 29: 832-848.
- Mora, H., López, S.A., Trenkamp, R.A., Acero, N., Cardozo, S., Ramírez, J., Martínez, G.P., Villegas, B., Díaz, F., y Vásquez, A.F. 2011. Velocidades geodésicas GNSS 2000-2010 en Colombia: Cinemática de placas en el noroccidente suramericano. En memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología. Medellín, Colombia, pp. 373.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 2005. North American Stratigraphic Code. AAPG Bulletin, 89(11): 1547-1591.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J. 2005. Microtectonics. Springer-Verlag. Berlin, Segunda Edición, revisada y alargada, 366p.
- Pindell, J.L., and Erikson, J.P. 1994. The Mesozoic passive margin of northern South America. In: Salfity, J.A. (Ed.). Cretaceous Tectonics of the Andes. Braunschweig/Wiesbaden, Vieweg Publishing. *Earth Evolution Sciences International Monograph Series*, pp. 1-60.
- Pindell, J.L., and Kenan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En: James, K., Lorente, M.A. and Pindell, J. (eds) The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication.
- Raasveldt, H.C. 1956. Fallas de rumbo en el nordeste de Colombia. Revista de Petróleo, 7: 19-26.
- Radelli, L. 1960. El basamento cristalino de la Península de La Guajira. Serv. Geol. Nal., Boletín Geológico, 8(1-3): 5-23.
- Radelli, L. 1962. Las dos granitizaciones de la Península de La Guajira (Norte de Colombia). Geología Colombiana, (1): 5-19.
- Renz, O. 1956. Cretaceous in western Venezuela and the Guajira (Colombia). Preprint, 20th Inter. Geol. Cong., Mexico City, 13p.
- Renz, O. 1960. Geología de la parte Sureste de la Península de la Guajira (República de Colombia). III Congreso Geológico Venezolano, pp. 317-347.
- Rodríguez, G., y Londoño, A. C. 2002. Memoria explicativa del Mapa Geológico del Departamento de la Guajira. Geología, Recursos Minerales y Amenazas Potenciales. 2ª Edición. INGEOMINAS, Bogotá. Publ. Geol. Esp., 259p.
- Rogers, J.J.W., and Santosh, M. 2003. Supercontinents in Earth History. Gondwana Research, 6(3): 357-368.
- Rollins, J.F. 1960. Stratigraphy and structure of the Guajira unpublished Ph.D. thesis, Dept. Geol., Univ. of Nebraska, Lincon, Nebraska (Revised version in press, Univ. of Nebraska Press).
- Rollins, J.F. 1965. Stratigraphy and structure of the Guajira Peninsula, northwestern Venezuela and northeastern Colombia. Univ. Nebraska Studies, New Ser., Lincon, 30: 1-1102
- Sánchez, J.L., Centeno, E., and Ortega, F. 1999. Review of Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in the Gondwana-Laurentia connections. Geological Society of America, Special Paper 336: 211-226.
- Sawyer, E.W. 2008. Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada. 371p.

- Sawyer, E.W., and Brown, M., Eds. 2008. Working with migmatites. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series Vol. 38, Quebec, Canada. 158p.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., and Desmons, J. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 1. How to name a metamorphic rock. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07*. SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR.
- Siivola, J., and Schmid, R. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 12. List of Mineral Abbreviations. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07*. SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR.
- Smulikowski, W., Desmons, J., Fettes, D.J., Harte, B., Sassi, F.P., and Schmid, R. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 2. Types, grade and facies of metamorphism. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07*. SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19: 787-813.
- Tullis, J., Snooke, A.W., and Todd, V. 1982. Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. Penrouse Conference Report. *Geology* 10: 227-230.
- Vernon, R.H. 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 606p.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., and Pelaez, C. 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 355-371.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., and Ruiz, J. 2008. Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic Basement of the Maya Block and Its Evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *The Journal of Geology*, 116: 619-639.
- Weber, M., Cardona, A., Paniagua, F., Cordani, U., Sepúlveda, L., and Wilson, R. 2009. The Cabo de la Vela mafic-ultramafic complex, Northeastern Colombian Caribbean region – A record of multi stage evolution of a Late Cretaceous intra-oceanic arc. In: James, K., Lorente, M.A. and Pindell, J. (eds.). *The geology and evolution of the region between North and South America*. Geological Society of London, Special Publications, 328: 549-568.
- Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., García-Casco, A., Tobón, M. and Zapata, S. 2010. U/Pb detrital zircon provenance from late cretaceous metamorphic units of the Guajira Peninsula, Colombia: Tectonic implications on the collision between the Caribbean arc and the South American margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 805-816.
- Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., Altenberger, U., López-Matínez, M., Tobón, M., Zapata, S., Zapata, G., and Concha, A.E. 2011. Geochemistry and geochronology of the Guajira Eclogites, northern Colombia: evidence of a metamorphosed primitive Cretaceous Caribbean Island-arc. *Geologica Acta*, 9 (3-4): 425-443.
- Will, T.M., 2002. Phase equilibria in metamorphic rocks: Thermodynamic background and petrological applications. Web edition, 324p.
- Wimmenauer, W., and Bryhni, I. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 6. Migmatites and related rocks. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07*. SCMR website www.bgs.ac.uk/SCMR.
- Winter, J. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice – Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey, 697p.
- Zapata, G., Weber, M., Cardona, A., Jiménez, D., Gómez, J., Nivia, A., y Wilson, R. 2005. Análisis petrográfico de las Rocas de Alta Presión de la Serranía de Jarara, La Guajira y sus Implicaciones Tectónicas. *Memorias X Cong. Col. Geol.* Bogotá, D.C.
- Zuluaga, C.A., Ochoa, A., Muñoz, C.A., Guerrero, N.M., Martínez, A.M., Medina, P.A., Pinilla, A., Ríos, P.A., Rodríguez, B.P., Salazar, E.A., y Zapata, V.L. 2009. Memoria de las planchas 2, 3, 5 y 6 (con parte de las planchas 4, 10 y 10Bis). Proyecto de investigación “Cartografía e historia geológica de la Alta Guajira, implicaciones en la búsqueda de recursos minerales”, Acuerdo Específico No. 030 de 2006. INGEOMINAS, Bogotá, 533p.