PÉRMICO-TRIÁSICO, IMPLICACIONES Y EVIDENCIAS

Análisis de la dinámica del Bloque Norandino durante la transición Permo-Triásica:

evidencias en el Macizo de Santander

Jairo Enrique Ortega Tarazona

Trabajo de grado para optar por el título de geólogo

Director

Jairo Clavijo Torres

Magister en ciencias de la tierra

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2021

Dedicatoria

A Dios y a la Virgen de Fátima por ser quienes me guiaron y me mantuvieron fuerte en este camino.

A mis padres por su insistencia, persistencia y esfuerzo impreso en mi para ayudarme a alcanzar este objetivo.

A mi abuela Ana Belén, pues su cariño y compañía durante todo este tiempo impulsaron este proyecto de vida que apenas inicia.

A mi hermano por su capacidad para retarme y ayudarme a ser mucho más fuerte.

A mi novia Alejandra Viviescas, por su soporte y disposición, pues estos ayudaron a sumar para que este proyecto culminara de la mejor manera en los tiempos adecuados.

A la memoria del profesor Jorge Eduardo Pinto Valderrama, recientemente fallecido y quien fue mi profesor en Introducción a las geociencias, fomentando allí la semilla del amor por esta profesión, que me ha impulsado a conseguir este primer objetivo.

A mis amigos y familiares por brindarme su apoyo y confianza en los momentos de mayor necesidad.

Agradecimientos

A mi director y mentor Jairo Clavijo, de él, además del conocimiento geológico, me quedan incontables experiencias y anécdotas como persona y como profesional.

A la Universidad Industrial de Santander, especialmente a la escuela de Geología por su contribución a mi crecimiento académico y personal, en ella especialmente a los profesores que marcaron mi paso por ella: Jairo Clavijo Torres, Carlos Alberto García Ramírez, Vanessa Rey León, Rocío Bernal Olaya y Jorge Eduardo Pinto Valderrama (†).

PÉRMICO-TRIÁSICO, IMPLICACIONES Y EVIDENCIAS

Tabla de contenido

Introducción
1. Objetivos
1.1. Objetivo general
1.2. Objetivos específicos
2. Metodología 11
2.1 Fase de recopilación de información relacionada con evento tectónico Pérmico-Triásico 12
2.2 Fase de filtro de la bibliografía obtenida 12
2.3 Fase de análisis de los datos y discusión de alternativas
2.4 Fase de comparación con modelos análogos
2.5. Fase de formulación de alternativas, conclusiones y recomendaciones
3. Marco conceptual 14
3.1. Marco teórico
3.2. Marco geológico
4. Resultados17
4.1. Macizo de Santander 17
4.2. Otras localidades con presencia de metamorfismo y deformación del Paleozoico Tardío 23
4.3. Evolución geológica

PÉRMICO-TRIÁSICO, IMPLICACIONES Y EVIDENCIAS

4.3.1. 275-240 Ma: Conformación de Pangea, régimen transpresivo
4.3.2. 240-200 Ma: Fragmentación de Pangea, régimen extensivo
4.4. Modelos análogos de metamorfismo en zonas transpresivas
4.4.1. Cratón Árabe-Nubio (ANS)
4.4.2. Occidente del Bloque Norandino durante el Cretácico. Basado en Pardo y Moreno
(2001)
5. Discusión
5.1. Análisis de las zonas con metamorfismo en el Bloque Norandino
5.2. Comparación con modelos análogos 46
6. Conclusiones
7. Recomendaciones
Bibliografía

Lista de figuras

Pág.

Figura 1. Localización de la zona de estudio (Modificado de Cediel & Shaw (2019) y Ward et al
1974 en Cardona et al. (2016)
Figura 2. Metodología establecida para el desarrollo del proyecto
Figura 3. Zona cartografiada con datos de rumbo-buzamiento y foliación para la misma unidad.
Modificado de Vargas et al., 1981
Figura 4. Reconstrucción paleo-geográfica del noroccidental de Gondwana durante el Pérmico
Temprano a Medio. Modificado de Spikings & Paul, 2020
Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica del noroccidental de Gondwana durante Pérmico
Tardío al Triásico Temprano ~200 Ma. Modificado de Spikings & Paul, 2020
Figura 6. Recontrucción Paleogeográfica de la fragmentación de Rodinia. ~1000-700 Ma.
Tomado de Hallett, D. (2002)
Figura 7. Reconstrucción Paleogeográfica de la conformación de Pannotia y la emersión la
Orogenia Pannafricana. Tomado de Hallett, D. (2002)
Figura 8. Mapa geológico del Cinturón de Cizalla Umm Gheig, Tomado de Abd El-Wahed et al.
(2019)
Figura 9. Mapa geológico del área Wadi Fatira. Tomado de Abd El-Wahed & Abu Anbar (2009).
Figura 10. Recostrucción paleogeográfica y corte estructural esquemático de la colisión del bloque
Amaime-Chaucha con el basamento de Suramérica durante el Turoniense

Lista de tablas

7

Tabla T. Datos geocronologicos vinculados con el periodo Perinico-Thasico

Introducción

Reconocer los eventos que han tenido lugar durante y después de la formación de las rocas que componen un macizo, además de fomentar el conocimiento acerca de la historia geológica de un territorio se convierten en una herramienta fundamental en el proceso de búsqueda y aprovechamiento de sus recursos geológicos.

El Bloque Norandino (Cediel et al., 2003) corresponde a un sector altamente deformado producto de la colisión de terrenos por la convergencia de las Placas Suramericana, Caribe y Nazca. Este bloque se limita con los Andes Centrales al sur por la deflexión de Huancabamba, abarcando territorio de lo que hoy son los países de Colombia, Venezuela y Ecuador. El Bloque Norandino está conformado por Terrenos que han colisionado a lo largo de la historia geológica con el Cratón Amazónico, estos terrenos presentan una evolución geológica divergente entre sí, es por esto que el denominado Bloque Norandino puede dividirse en dos sectores principales por el sistema de fallas de San Jerónimo, delimitando los terrenos de afinidad continental al oriente, de los terrenos de afinidad oceánica al occidente (Figura 1).

El sector occidental de afinidad oceánica de la cual hace parte la Cordillera Occidental colombiana es el resultado de la acreción de la PLOCO en el Cretácico (Nivia, 1993) y el Bloque Chocó en el Plioceno (Duque-Caro, 1990; Toussaint & Restrepo, 1996). Compuesta por los Terrenos: Tumaco, Calima, Cuna, los CRUT (Terrenos indiferenciados del sistema Cauca-Romeral) y el Terreno Tairona (Restrepo & Toussaint, 2020).

El sector oriental del Bloque Norandino está conformado los terrenos Andaquí, Chibcha, Yalcón y Tahamí (Restrepo & Toussaint, 2020).

Figura 1

Localización de la zona de estudio



Modificado de Cediel & Shaw (2019) y Ward et al. (1974) en Cardona et al. (2016).

Así pues, evidencias geoquímicas, geocronológicas y petrológicas asociadas a la conformación de Pangea han sido reportadas en América del Norte (cinturón orogénico Ouachita-Marathon) (Viele & Thomas 1989; Hatcher, 2002) y terrenos que hacen parte del basamento de América Central, Macizo de Chiapas (Weber et al., 2005) y el Complejo Acatlán (Grodzicki et al., 2008). Adicionalmente, deformación asociada al Paleozoico Tardío es registrada en: Perú (Cardona, 2006; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009); Venezuela (Laya & Tucher, 2012); y la cuenca de Llanos Orientales de Colombia (Suárez y Solano, 2012; Moreno-López & Escalona, 2015), en ella se encuentra una discordancia angular que separa los sedimentos del Paleozoico

Superior de los del Cretácico Superior. En Colombia se han encontrado evidencias geocronológicas y petrológicas de un evento metamórfico en la Sierra Nevada de Santa Marta (Piraquive, 2017) y en el Macizo de Santander de tipo petrológico se ha reportado la presencia de rocas metasedimentarias del Paleozoico Tardío (Ward et al., 1973; Royero y Vargas, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Moreno-Sánchez et al., 2005; Castellanos, 2017; Mantilla-Figueroa y García-Ramírez, 2018). Trabajos de termocronología, geoquímica y geocronología sugieren un evento metamórfico en los ~250 Ma (Cochrane et al., 2014, Van Der Lelij et al., 2016a; Van Der Lelij et al., 2016b; Mantilla-Figueroa y García-Ramírez, 2018). Sin embargo, no existe consenso en el tipo de metamorfismo que las genera.

Teniendo en cuenta lo anterior, este trabajo busca desarrollar un análisis de las rocas metamórficas y metasedimentarias del Paleozoico Superior en el Bloque Norandino, con especial énfasis en el Macizo de Santander: verificando sus características y desvelando si estas se pueden vincular entre sí como parte de una zona de metamorfismo regional o si constituyen una respuesta a eventos dinamo-térmicos de dimensiones locales.

1. Objetivos

1.1. Objetivo general

-Desarrollar un trabajo monográfico sobre las implicaciones y evidencias de la conformación de Pangea en el Bloque Norandino.

1.2. Objetivos específicos

-Proporcionar alternativas respecto al tipo de metamorfismo que se desarrolló durante la transición Pérmico-Triásico basadas en los datos publicados para Colombia.

-Hacer una recopilación de datos geocronológicos publicados, vinculados con el evento metamórfico Permo-Triásico.

-Comparar las evidencias de rocas metamórficas asociadas a el evento Pérmico-Triásico en Colombia con otras zonas del mundo donde se haya reportado metamorfismo regional asociado a zonas transpresivas.

2. Metodología

Para la creación del trabajo monográfico se siguió el siguiente proceso metodológico:

Figura 2

Metodología utilizada para el desarrollo del trabajo



2.1 Fase de recopilación de información relacionada con evento tectónico Pérmico-Triásico

Este primer paso fue desarrollado haciendo uso de las bases de datos con las cuales la universidad tiene convenio, entre estas principalmente: Science@Direct, Springer, Taylor & Francis, Ebsco Host Y Aapg Bulletin, Geological society of London, Journal of South America Earth Science, Geological Society of America, International Journal of Earth Sciences, Revista de la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo y presentaciones en diferentes congresos relacionados con las geociencias. Adicionalmente, también se hará uso de bases de datos libres de entidades como el Servicio Geológico Colombiano (SGC), la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), y revistas como el Boletín de Geología, SCIELO y El Boletín de Ciencias de la Tierra.

Para la búsqueda se eligió hacer uso de los idiomas inglés y español dados los idiomas de publicación de las bases de datos utilizadas.

Esta búsqueda fue desarrollada con el uso de dos estrategias diferentes: i) para la base de datos del SGC y la ANH la búsqueda se desarrollará con base en la ubicación; ii) para las demás bases de datos y revistas la búsqueda del material relacionado se realizó con el uso de frases y palabras clave entre las que se ha elegido "evidencia del acople de Pangea", "metamorfismo del Paleozoico Tardío en el sector NW de Gondwana", "rocas metasedimentarias del Paleozoico Tardío en Colombia" y sus equivalentes en inglés. Esta información se recopila para su posterior análisis manual.

2.2 Fase de filtro de la bibliografía obtenida

En esta etapa, se desarrolló un análisis de la bibliografía obtenida en busca de datos geocronológicos, geoquímicos, paleontológicos, estratigráficos y/o petrográficos que favorecieran

o desmintieran la posibilidad de que el evento de ensamblaje de Pangea hubiese acarreado un evento tectónico del cual se conservara evidencia en el Terreno Quetame-Mérida o Terreno Chibcha (Toussaint & Restrepo, 1968). Los documentos en los cuales no se encuentró mención al respecto fueron descartados.

Una situación evidenciada con frecuencia fue que en los documentos consultados se hacía mención a datos publicados en otros documentos que aún no hacían parte de la bibliografía recopilada en la primera sesión de búsqueda, para tal caso, el documento se incorporó a la base de datos creada en fase 1 para seguir el proceso.

2.3 Fase de análisis de los datos y discusión de alternativas

Los datos recopilados, evidencian diferentes perspectivas respecto a las condiciones geológicas que dominaban el sector NW de Gondwana para el Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano. Aquí se presentan los datos obtenidos y se desarrolla la discusión de tales evidencias.

2.4 Fase de comparación con modelos análogos

Teniendo en cuenta que una de las alternativas planteadas en la discusión de los datos presentados es que un evento metamórfico en la transición Pérmico-Triásica afectó el Bloque Norandino, se compararon las evidencias encontradas que soportan el evento con la zonación propia de zonas de naturaleza transpresiva o colisión oblicua donde este movimiento indujo metamorfismo regional, con el objetivo de ver si son comparables.

2.5. Fase de formulación de alternativas, conclusiones y recomendaciones

Se exponen las posibles alternativas que responden con los datos obtenidos y se generan recomendaciones para estudios futuros que ayuden a contrastar las condiciones formuladas.

Para la creación y/o modificación de imágenes fueron utilizados los softwares CorelDraw y Qgis; por otra parte, para el manejo de datos y la escritura del proyecto se utilizaron productos del paquete Microsoft Office, los cuales fueron adquiridos por licencia de uso académica.

3. Marco conceptual

3.1. Marco teórico

Eventos geológicos de gran escala como subducción de litosfera oceánica, colisión Corteza Continental-Corteza Continental y engrosamiento de la placa oceánica, tienen consecuencias en el desplazamiento de las rocas y transporte de calor (Bucher & Grapes, 2011). Por consecuencia, cambios de presión y temperatura son las variables más importantes durante el proceso de metamorfismo de las rocas, aunque también es importante resaltar la acción de los fluidos y el tiempo. El metamorfismo puede ser de extensión regional o extensión local, así pues, cada uno posee una subdivisión propia dependiendo de los factores principales que influyen en el proceso metamórfico y el contexto geológico que los produce.

La Orogenia Variscan-Alleginiana-Ouachita-Marathon es formada durante la colisión de Gondwana y Laurussia dando lugar a la formación del supercontinente Pangea, esta produce de manera sincrónica el cierre del Océano Proto-Tethys Proto-Atlántico (Ziegler, 1993). La colisión entre Gondwana y Laurussia inicia en el Fameniense-Viseense al oeste del dominio Mediterraneo y es propagado durante el Carbonífero Tardío en dirección este y oeste, culminando con el cierre del Océano Proto-Tethys Proto-Atlantico por la conformación de Pangea (Ziegler, 1993). El cierre de la sutura fue seguido por el fallamiento fruto del cambio de la dirección de convergencia entre Gondwana y Laurussia y posterior reorganización de los límites de placa y el desarrollo de un nuevo régimen de tensión al interior de Pangea (Ziegler, 1993). Diversos autores presentan reconstrucciones paleogeográficas para nuestro planeta durante los periodos Pérmico y Triásico entre los que se encuentra: Scotese & Langford (1995), Scotese (1999), Vachard et al. (2004), Blakey (2007), Weber et al. (2007) y Miall & Blakey (2008). En ellos, la transición Pérmico-Triásica se caracteriza por un amplio régimen compresivo en el que interactúa Gondwana y Laurussia cerrando el océano Paleo Tethys- Paleo Atlántico para dar paso a la formación del supercontinente Pangea.

El sector noroccidental de Gondwana es caracterizado por la interacción con los Bloques Oaxaquia, Acatlán, Chortis, Maya, Delicias y Yucatán. Los Bloques Delicias y Yucatán se encuentran ubicados en el sector norte de Gondwana, haciendo parte de la sutura Ouachita-Marathon. Por su parte, los bloques Maya, Oaxaquia, Acatlán y Chortis convergen de manera oblicua en dirección noreste desde el sector occidental (Océano Proto-Pacífico) colisionando con la esquina noroccidental de Gondwana, generando una zona de transpresión y siguiendo su trayectoria en periodos posteriores hasta su ubicación actual, donde hacen parte del basamento de Centro América (Weber et al., 2007).

Adicionalmente, una parte importante del estudio tectónico es medir las tasas y tiempos en que los procesos termales, deformacionales y erosionales que definen la evolución de un sistema orogénico. Tales esfuerzos se agrupan en tres categorías: i) estudios de las edades de cristalización de rocas y minerales (geocronología); ii) estudios de la historia térmica de las rocas (termocronología); y iii) estudios de las edades de exposición de superficies geomórficas (datación de nucleidos cosmogénicos) (Hodges, 2003). La geocronología ha sido vital para el fortalecimiento del conocimiento tanto de las rocas como de la dinámica histórica de nuestro planeta. Las fuentes para esta disciplina involucran un amplio espectro. Desde antiguo, por ejemplo, el hallazgo de

material fósil en las rocas permite asociar el periodo de existencia de un ser con el periodo de sedimentación de la roca en el cual se encuentran sus restos fósiles, esta vinculación proporciona una edad relativa para la depositación de tal unidad, sin embargo, su aplicación a rocas ígneas y metamórficas se ve limitada, es por esto que para este tipo de análisis es común el uso de química isotópica. Isótopos tanto estables como radiogénicos son utilizados con el objetivo de conocer los principales eventos que han afectado las rocas.

Teniendo en cuenta lo anterior, para este trabajo se analizararon tanto el metamorfismo de colisión Corteza Continental-Corteza Continental, como el metamorfismo dinámico o metamorfismo cataclástico, comparando sus características típicas con las evidencias encontradas en el Macizo de Santander para el periodo Pérmico-Triásico, buscando evaluar las implicaciones del régimen traspresivo resultante en la interacciones Gondwana-Laurussia y Gondwana con los diferentes bloques que procedieron desde el Océano Proto-Pacífico.

3.2. Marco geológico

Según lo expuesto por Piraquive (2017), durante el Pérmico los arrecifes calcáreos bordearon el arco magmático generado por la zona de subducción. Remanentes de estos depósitos se encuentran en la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), la Serranía del Perija, El Macizo de Santander y los Andes de Mérida (Cardona et al., 2016; Langenheim, 1959; Laya & Tucker, 2012; Patarroyo, 2001; Villarroel & Mojica, 1987). Adicionalmente, Laya & Tucker (2012) encuentran correlación de las características de estos depósitos calcáreos con las formaciones: Tactic, Esperanza y Chochal en Guatemala, Belize y México (Vachard & Foucade, 1997; Vachard et al., 2004) y al suroccidente con Bolivia, Perú y Ecuador (Cuenca Titicaca y el área de Cochabamba). Por lo anterior y concordando con diferentes reconstrucciones paleogeográficas como Scotese &

Langford (1995), Scotese (1999), Elias-Herrera & Ortega Gutierrez (2002), Vachard et al. (2004), Blakey (2007), Weber et. al (2007) y Miall & Blakey (2008), durante la transición Pérmico-Triásica tuvo lugar la conformación del supercontinente Pangea ~281 Ma, este evento tectónico dio origen al denominado Cinturon Orogénico Ouachita-Marathon gracias al cierre de una cuenca oceánica ubicada entre Laurussia y Gondwana a lo largo de la sutura Ouachita-Marathon (Viele & Thomas, 1989; Hatcher 2002). Las implicaciones y evidencias de este evento tectónico han sido reportadas en terrenos que hacen parte del basamento de América Central, Macizo de Chiapas (Weber et al., 2005) y complejo Acatlán (Grodzicki et al., 2008). Adicionalmente, deformación asociada al Paleozoico Tardío es registrada en: Perú (Cardona, 2006; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009); Venezuela (Laya & Tucher, 2012); y la cuenca de Llanos Orientales de Colombia (Suárez y Solano, 2012; Moreno-López & Escalona, 2015), en esta última se encuentran discordancias angulares entre las rocas del Paleozoico Superior y las del Cretácico Superior.

4. Resultados

4.1. Macizo de Santander

El basamento del Macizo de Santander (MS) está caracterizado por la presencia de rocas metamórficas propias de la orogenia Greenviliana 1020 Ma (Restrepo Pace, 1995; Cordani et al., 2005) evento que alcanza un grado de metamorfismo de facies anfibolita, zona de la sillimanita (García-Ramírez et al., 2017) siendo la unidad Neis de Bucaramanga definida por Ward et. al. (1977), la cual se encuentra caracterizada por la presencia de neises pelíticos y máficos, cuarcitas, anfibolitas y migmatitas. Sobreimpuesto a este se encuentran las unidades denominadas por Ward et al. (1977) como Formación Silgará y que en trabajos posteriores como Mantilla et al. (2016a) y Mantilla et al. (2016b) basados en edades U-Pb y Lu-Hf en circones se ha propuesto dividir esta

unidad en Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro. Estas unidades fueron afectadas por el evento Quetame-Caparonensis (Restrepo-Pace, 1995), u Orogenia Fammatiniana (Mantilla et al., 2016a), el cual tuvo lugar durante el Ordovício Temprano con edades ~480-470 Ma (Van der Lelij et al., 2016a). Además, estas rocas fueron intruídas de manera sintectónica por cuerpos magmáticos (Ward et al., 1973; Ortoneis de Berlín, García-Ramírez et al., 2017).

Respecto a las rocas del Paleozoico Superior en el Macizo de Santander, aquí se enumeran algunas evidencias petrológicas que podrían vincularse con un evento tectónico en el Paleozoico Tardío, esto con el objetivo de analizarlas y durante la discusión plantear alternativas que puedan explicar su presencia en el Macizo de Santander.

Desde Ward et al. (1973) durante el desarrollo de la cartografía del cuadrándulo H-12 ha sido reportada la presencia de rocas metasedimentarias del Paleozoico Superior en el centro del Macizo de Santander bajo el término de Miembro "Floresta metamorfoseada" que en principio se sugirió como parte de la Formación Floresta haciendo referencia a rocas levemente metamorfoseadas localizadas entre los municipios de Santa Barbara y Mogotes, y cuya relación directa con la Formación Floresta ha sido contrastada en trabajos posteriores (Moreno-Sánchez et al., 2005; Mantilla-Figueroa y García-Ramírez, 2018). La Unidad "Floresta Metamorfoseada" fue datada por la geóloga Diana Gutiérrez P del Servicio Geológico Colombiano sede Bogotá, como Devónico por la presencia de Bryozoarios presentes también en la Formación Floresta (Ward et al., 1973).

Royero (1996) sugiere la existencia de la unidad que denominó Metasedimentitas de la Virgen, la cual agrupa rocas metasedimentarias afectadas por metamorfismo regional de bajo a

muy bajo grado. Constituida por metareniscas, metalimolitas, metalodolitas, metaconglomerados y filitas. Con un espesor de aproximadamente 2200 m donde se describió la sección de la Quebrada Barroblanco. Allí se sugiere ser posiblemente correlacionable con el Miembro Floresta Metamorfoseado (Ward et al., 1973) y con la parte media-superior de la Serie de Perijá cuya edad sugerida por (Stibane y Forero, 1969; Forero, 1970) es Cambro-Ordovícica. Gracias a la sugerencia de estas correlaciones González et al. (2015) sugieren una edad Ordovícica-Silúrica, no obstante, esta edad no ha sido confirmada con análisis paleontológicos o geocronológicos que favorezcan su veracidad.

Royero y Vargas (1999) en el desarrollo del mapa geológico de Santander cartografían la unidad catalogada Metasedimentitas de Guaca en el sector oriental de este departamento sobre la provincia de García Rovira, litológicamente esta está conformada por metareniscas, metalimolitas, metalutitas, metaconglomerados y filitas, metamorfitas de grado bajo y muy bajo grado. Estas afloran en las franjas Molagavita-Santa Barbara, Mogotes-Encino, y se proyectan hacia el departamento de Norte de Santander en dirección norte, donde Clavijo (1997) cartografía esta continuación en el sector del municipio de Silos y en zona rural del municipio de Cucutilla como la unidad cronoestratigráfica Pzm2, una franja más aflora en el departamento de Santander y se prolonga al sur a lo largo del Municipio de Onzaga hasta límites con el departamento de Boyacá, no obstante, la continuación de esta faja es cartografiada como formación Floresta en el mapa geológico de Boyacá (Acosta et al., 1999). Royero y Clavijo (2001) por su parte asignan a la Unidad litoestratigráfica Pzms.

PÉRMICO-TRIÁSICO, IMPLICACIONES Y EVIDENCIAS

El término Filitas de San Pedro es acuñado por Mantilla et al. (2016a) como la individualización de la parte superior de la unidad denominada Formación Silgará (Ward et al., 1973), que basado en sus propias dataciones U-Pb en circones detríticos, se encuentra una máxima edad de sedimentación Ordovícico Tardío. Así mismo, Mantilla et al. (2016a), abre la posibilidad de que eventos dinamo-térmico más recientes al Quetame-Caparonensis hayan afectado la unidad Filitas de San Pedro y es por esto que sugiere la existencia del Evento Orogénico Fammatiniano Menor el cual tendría su pico de metamorfismo en el Silúrico.

Adicionalmente, Van Der Lelij et al. (2016b) sugiere la presencia de bajas condiciones de metamorfismo también en la formación Diamante sin mayor mención de las características litoestratigráficas que lo soportan y manifiesta que el magmatismo Pérmico desarrollado a lo largo del margen occidental de Gondwana (Vinasco et al., 2006; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2014) puede ser coetáneo con la sedimentación de las Formaciones Diamante, Tiburón y Bocas en el Macizo de Santander, pues aunque Bocas es conocido como una unidad del Jurásico gracias a la presencia de Glossopteris sp, Classopollis sp (Mojica et al., 1996), existe la propuesta de extinción del Glossopteris sp durante el Pérmico Tardío (McLoughlih et al., 1997) postulado que cuestiona la veracidad de esta información. Teniendo en cuenta lo anterior, la deformación en la Formación Diamante puede estar vinculada con el evento tectónico evaluado del Pérmico Tardío, pues con Bocas supra-yaciendo, ubicaría a la Formación Diamante en una edad de sedimentación similar a la Formación Floresta.

Castellanos (2017) en su tesis de pregrado llama de manera informal Metasedimentitas de Silos a las rocas encontradas al sur del municipio de Silos, dado que las características estructurales y mineralógicas no son comparable con otra unidad de las descritas en el Macizo de Santander, resaltando la presencia de porfidoblastos de cloritoide en las muestras lo cual da luces del grado de metamorfismo que afectó las mismas, parte baja de los esquistos verdes, zona de la biotita/zona del cloritoide (García-Ramírez, 1994).

La presencia de estas unidades metasedimentarias, se suma a la incertidumbre en la cartografía de la zona, en la cual se ha hecho evidente la continua confusión en los trabajos cartográficos, donde para una misma unidad se ubican datos tanto de rumbo y buzamiento, como datos de foliación (Ward et al.,1977 (Plancha 109, 110, 128); Vargas et al., 1981 (Plancha 136, 152); Pulido, 1985 (Plancha 135, 151); Fuquen et al., 2010 (Plancha 98)).

Esto se hace visible principalmente para la unidad denominada "Floresta Metamorfoseada" definida por Ward et al. (1973), lo que confunde al diferenciar si es una roca sedimentaria o se ha visto afectada por algún nivel de metamorfismo. Así mismo, es común encontrar descripciones donde se nombra la presencia de pizarras o filitas intercaladas con areniscas o de rocas sedimentarias de tamaño de grano fino "filíticas". Estas fallas probablemente se encuentren vinculadas con la falta de visión generalizada de los afloramientos y/o la capacidad de algunos minerales para deformarse con mayor o menor facilidad, por ejemplo, los minerales propios de la textura lepidoblástica o nematoblástica (micas, anfíboles, piroxenos) son mucho más fáciles de deformar que minerales propios de la textura granoblástica (cuarzo, feldespatos), de esta manera, si se tiene una zona afectada por metamorfismo de bajo o muy bajo grado de metamorfismo donde se encuentran en contacto capas de roca con protolito pelítico con capas cuyo protolito sea una roca arenisca con alto contenido de cuarzo y/o feldespatos, los indicadores metamórficos como el desarrollo de una foliación o la orientación de los minerales, sean menos visibles en esta última.

Figura 3.

Mapa geológico de los alrededores del municipio de Covarachía



Presencia de datos de rumbo-buzamiento y foliación para la misma unidad. Modificado de Vargas et al. (1981).

Otro contraste cartográfico se visualiza cuando para ciertos trabajos los afloramientos son cartografiados como "Floresta Metamorfoseado (Dfm)", mientras que en otros aparece como la Unidad Metasedimentitas de Guaca (Royero y Vargas, 1999). Este es el caso de la cartografía de la plancha 136-152 (Vargas et al., 1981) donde el afloramiento de rocas metasedimentarias que se extiende desde el sur del Municipio de San José de Miranda hasta inmediaciones del municipio de Onzaga y Sativa Norte se cartografía como Floresta Metamorfoseado (Dfm); pero por otra parte en el mapa geológico de Santander (Royero y Vargas, 1999) este afloramiento aparece dentro de la denominada Metasedimentitas de Guaca.

4.2. Otras localidades con presencia de metamorfismo y deformación del Paleozoico Tardío.

Así como en el Macizo de Santander, zona objetivo de nuestro análisis, en otras regiones relativamente cercanas a la zona de paleosutura como la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) y los Andes de Mérida, se han reportado evidencias de metamorfismo atribuidas al evento de conformación de Pangea (sutura Ouachita-Marathon) y/o con el evento más o menos coetáneo de colisión oblicua con bloques provenientes del Oceáno Proto Pacífico que hacen parte del basamento de América Central.

En la SNSM, Piraquive (2017) vincula la transición Pérmico-Triásica con un periodo de cambio en la dinámica, pasando de un régimen extensional a una convergencia oblicua con componente dextral, la cual culmina con el cierre del Océano Rheico y el ensamble de Pangea evento metamórfico de HP-HT, que alcanza las condiciones de metamorfismo Barroviano, el cual inicia en los 278 ± 0.5 Ma y alcanza el pico de metamorfismo sobre ~ 250 Ma.

Según lo expuesto por Cediel & Shaw (2019), un evento de deformación del Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano involucró rocas del basamento en los Andes Mérida, allí las rocas metasedimentarias de la Formación Mucuchachi han sido datadas de ~ 293 \pm 30 Ma (Burkley, 1976) la cual es interpretada como el tiempo de metamorfismo. Este evento se caracteriza por el desarrollo local de metamorfismo de bajo grado acompañado de plutonismo (Marechal, 1983). Los sedimentos clásticos del Mississipiano Tardío (?) - Carbonífero Temprano comprenden una facie molásica que consta de depósitos de brechas conglomeráticas y tectónicas (facies de Mérida – Formación Sabaneta), estas representan el cierre del evento orogénico del Paleozoico Tardío. Estas rocas de la Formación Mucuchachi son superpuestas por la Formación Palmarito de manera discordante (Van Der Lelij et al., 2016b). La Formación Palmarito graba una transgresión marina en una cuenca de tipo foreland relacionada con la orogénesis Pérmica (Laya & Tucker, 2012). Así mismo, varias unidades con bajo grado de metamorfismo de edad desconocida sobreponen el basamento metamórfico de alto grado, estas incluyen Los Torres, Cerro Azul y El Águila, las cuales son consideradas Paleozoicas (Schubert, 1969; Kkovisars, 1971).

Por otra parte, durante el análisis de la evolución tectono-estratigráfica de la cuenca de los Llanos Orientales de Colombia se resalta la existencia de una discordancia angular importante (discordancia Paleozoica) la cual separa las rocas del Paleozoico Superior de las rocas del Cretácico Superior y Cenozoico (Suarez y Solano, 2012; Moreno & Escalona, 2015). Esto indica un evento tectónico importante que resultó en un levantamiento regional y la reactivación de estructuras dentro del basamento Neoproterozoico, que afectó a toda la columna sedimentaria. La falta de rocas Pérmicas y Triásicas dentro de la cuenca (González, 2011) y en la mayor parte del Norte de América del Sur, se correlaciona bien con el momento propuesto para el ensamblaje de Pangea (orogenia Ouachita-Marathon) como sugieren autores como Feo-Codecido et al. (1984); Williams (1995); Marton & Buffler (1999).

4.3. Evolución geológica

La historia geológica de los Andes del Norte y especialmente la del Macizo de Santander durante la etapa final del Paleozoico y la transición al Mesozoico, ha sido materia de estudio para diversos autores (Ward et al., 1973; Ward et al., 1977; Royero y Vargas, 1999; Moreno-Sánchez et al., 2005; Cardona et al., 2016; Van Der Lelij et al., 2016a; Van Der Lelij et al., 2016b; García-Ramirez et al., 2017; Mantilla-Figueroa y García Ramirez, 2018; Moreno-Sánchez et al., 2020; Spikings & Paul, 2020). Aquí se presentan las sugerencias planteadas hasta el momento, para las cuales sus detalles poseen mayor o menor aceptación, determinada por la cantidad de evidencias que lo soportan, manteniendo así el debate.

Esta secuencia de eventos puede dividirse en dos eventos principales:

4.3.1. 275-240 Ma: Conformación de Pangea, régimen transpresivo

Tras la orogenia Fammatiniana o Quetame-Caparonensis durante el Ordovícico Temprano, la esquina noroccidental de Gondwana vuelve a verse afectada por un periodo compresivo que se establece entre los 275 y los 240 Ma. Este régimen compresivo posee dos frentes principales de interacción: El primero se ubica al norte a lo largo de la sutura Ouachita-Marathon y el segundo al Occidente donde se da la interacción con los bloques Oaxaquia, Acatlán y Chortis (Figura 4).

Esta dinámica compresiva forma un arco magmático, producido por un bajo grado de fusión parcial de rocas sedimentarias, desarrollado a lo largo de los Andes Centrales de Colombia (Vinasco et al., 2006; Van Der Lelij et al., 2011; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2014) que continúa por la SNSM (Piraquive, 2017) y hacia el centro-oeste de México (Weber et al., 2007), lo que indica la cercanía entre estas masas continentales marcando el inicio de la conformación de Pangea (Restrepo-Pace et al., 1997; Dickinson & Lawton 2001; Vega-Granillo et al., 2007). Por su parte, Tousssaint & Restrepo (1994) sugieren que estas anatectitas son alóctonas acrecionadas con el terreno Tahami. A este evento tectónico se vincula un evento metamórfico el cual alcanzó su pico metamórfico durante ~250 Ma (Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2014; Cardona et al., 2016; Piraquive, 2017).

Figura 4.

Reconstrucción paleo-geográfica del noroccidental de Gondwana



Pérmico Temprano a Medio. Modificado de Spikings & Paul, 2020.

Así mismo, esta dinámica compresiva se vincula con el metamorfismo de bajo grado durante el Carbonífero Tardío mencionado por Van Der Lelij et al., (2016b) sobre la Formación Diamante se considera sincrónico con un evento metamórfico regional del Pérmico Tardío dentro de los Andes Mérida (Ward, 1974) y las rocas metasedimentarias aflorantes en el Macizo de Santander (Cardona et al., 2016).

Hiatos sedimentarios se encuentran durante este periodo en la cuenca Llanos Orientales y en los Andes de Mérida (Suarez y Solano, 2012; Moreno & Escalona, 2015) marcando un periodo de exhumación mayor a 10 km en esta región el cual ha sido grabado en la historia termal con U-Pb en apatito como un rápido enfriamiento entre 258-250 Ma y un hiato sedimentario de ~60 Ma de extensión el cual se sugiere coetáneo con el metamorfismo de alto grado en el Bloque Maya (Van Der Lelij et al., 2016a).

4.3.2. 240-200 Ma: Fragmentación de Pangea, régimen extensivo.

El período de compresión fue seguido por la extensión del Triásico Temprano a Medio registrada en la Cordillera Central de Colombia y en la Cordillera Real de Ecuador caracterizado por un progresivo adelgazamiento cortical en el oeste de Pangea que favorece la generación de una cuenca tras arco donde se genera corteza con la intrusión coetánea de anfibolitas T MORB (Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2014) y que Martínez (2007) vincula con la formación de las Ofiolítas de Aburrá.

Figura 5

Reconstrucción paleogeográfica de la esquina noroccidental de Gondwana



Pérmico Tardío al Triásico Temprano ~200 Ma. Modificado de Spikings & Paul, 2020.

A lo anterior se suma, la presencia de un pico de fusión de la corteza continental, acompañado de magmatismo bimodal donde se forman estructuras tipo sills y diques con firmas geoquímicas diferentes. Las relaciones La/Yb y Th/U son menores que las registradas durante el Pérmico lo cual es vinculable con el aumento de la fusión parcial, la cual probablemente es favorecida por un aumento en la expulsión de fluidos del protolito (slab de subducción), otras evidencias de la extensión a lo largo del Triásico son la ofiolíta de Zumba, capas rojas y la Formación de estructuras tipo graben en la Unidad Piutza y los sedimentos marinos de la Formación Santiago (Cochrane, et al., 2014; Spikings, et al., 2014).

Aunque los datos geocronológicos vinculables con los eventos tectónicos del Paleozoico Tardío en el Bloque Norandino y en los bloques Proto Pacíficos son limitados, evidencias resultantes de la conformación y posterior fragmentación del supercontinente Pangea han sido encontradas por diversos autores y se recopilan en la Tabla 1.

Tabla 1

Muestra	Unidad	Litología	Edad (Ma)	Publicación
		Cordillera Ro	eal	
Tr. Lagunas	Tr. Lagunas	Granito	$227.3\pm2.2^{\text{ a}}$	Litherland et al. (1994)
09RC25	Tr. Lagunas	Metagranito	233.7 ± 0.8^{a}	Cochrane et al. (2014)
09RC31	Tr. Lagunas	Metagranito	234.4 ± 0.9^{a}	Cochrane et al. (2014)
09RC42	Sabanilla	Metagranito	247.2 ± 4.3^{a}	Cochrane et al. (2014)
09RC53	Tr. Lagunas	Metagranito	231.0 ± 1.9^{a}	Cochrane et al. (2014)
09RC56	Tr. Lagunas	Metagranito	$235.0\pm1.5~^a$	Cochrane et al. (2014)
11RC03	Fm. Agoyan	Metagranito	207.6 ± 9.2^{a}	Cochrane et al. (2014)
13AP07	Tr. Lagunas	Metagranito	232.7 ± 2.8^{a}	Paul et al. (2018)
13AP20	Tr. Lagunas	Metagranito	231.2 ± 0.6^a	Paul et al. (2018)
13AP22	Tr. Lagunas	Metagranito	238.6 ± 1.3^{a}	Paul et al. (2018)

Datos geocronológicos

PÉRMICO-TRIÁSICO, IMPLICACIONES Y EVIDENCIAS

13AP23	Tr. Lagunas	Metagranito	249.9 ± 1.8^{a}	Paul et al. (2018)
13AP24	Tr. Lagunas	Metagranito	243.7 ± 0.7^{a}	Paul et al. (2018)
13AP25	Tr. Lagunas	Metagranito	245.0 ± 3.0^{a}	Paul et al. (2018)
13AP35	Sabanilla	Leucosoma	236.0 ± 3.2^{a}	Paul et al. (2018)
13AP36	Sabanilla	Leucosoma	234.4 ± 3.9^{a}	Paul et al. (2018)
13AP37	Sabanilla	Leucosoma	234.4 ± 3.9^{a}	Paul et al. (2018)
13AP38	Sabanilla	Leucosoma	282.7 ± 3.9^{a}	Paul et al. (2018)
13AP42	Sabanilla	Leucosoma	239.2 ± 0.9^{a}	Paul et al. (2018)
13AP43	Sabanilla	Leucosoma	218.1 ± 3.1^a	Paul et al. (2018)
13AP46	Sabanilla	Leucosoma	236.5 ± 1.4^{a}	Paul et al. (2018)
13AP47	Sabanilla	Leucosoma	218.9 ± 4.2^{a}	Paul et al. (2018)
13AP51	Sabanilla	Leucosoma	218.3 ± 1.3^{a}	Paul et al. (2018)
13AP52	Sabanilla	Leucosoma	230.7 ± 0.7^{a}	Paul et al. (2018)
		Complejo Amo	otape	
Moromoro	Moromoro	Granito	227.5 ± 0.8^{a}	Aspden et al. (1995)
09RC40	Moromoro	Migmatita	237.7 ± 5.2^{a}	Cochrane et al. (2013)
VI-08-12	La Bocana	Migmatita	226.0 ± 1.3^{a}	Riel et al. (2013)
PU-08-10	La Bocana	Migmatita	223.2 ± 2.2^{a}	Riel et al. (2013)
AV-08-31	La Bocana	Migmatita	229.3 ± 2.4^{a}	Riel et al. (2013)
AV-08-28d	La Bocana	Migmatita	$225.7\pm6.5^{\ a}$	Riel et al. (2013)
13AP30	Moromoro	Granito	227.1 ± 1.9^{a}	Paul et al. (2018)
		Cordillera Cer	ntral	

PÉRMICO-TRIÁSICO, IMPLICACIONES Y EVIDENCIAS

10RC04	Rovira	Metagranito	277.6 ± 1.6^{a}	Cochrane et al. (2014)
10RC40	Cajamarca	Metagranito	236.1 ± 3.3^{a}	Cochrane et al. (2014)
10RC41	Cajamarca	Metagranito	234.1 ± 1.2^{a}	Cochrane et al. (2014)
10RC42	Cajamarca	Metagranito	244.6 ± 2.4^{a}	Cochrane et al. (2014)
10RC43	Cajamarca	Metagranito	245.0 ± 2.0^{a}	Cochrane et al. (2014)
10RC53	Cajamarca	Metagranito	236.4 ± 1.8^{a}	Cochrane et al. (2014)
10RC69	Rovira	Metagranito	255.7 ± 1.5^{a}	Cochrane et al. (2014)
10RC71	Cajamarca	Pegmatita	236.0 ± 0.6^{a}	Cochrane et al. (2014)
DV65	Cajamarca	Metagranito	240.9 ± 1.5^{a}	Cochrane et al. (2014)
DV82	Rovira	Metagranito	275.8 ± 1.5^{a}	Cochrane et al. (2014)
DV02	Cajamarca	Paraneis	238-582 ^a	Villagómez et al. (2011)
DV18	Cajamarca	Neis	236.2 ± 6.3^{a}	Villagómez et al. (2011)
DV19	Cajamarca	Cuarcita	231-1163 ^a	Villagómez et al. (2011)
14AP14	Rovira	Metagranito	253.0 ± 2.9^{a}	Paul et al. (2018)
Abejorral	Abejorral	Neis	250 ± 10^{a}	Vinasco et al. (2006)
Palmitas	Palmitas	Neis	240 ± 4^{a}	Vinasco et al. (2006)
Amaga	Amaga	Granito	227.6 ± 4.5^{a}	Vinasco et al. (2006)
La Honda	La Honda	Granito	218.7 ± 0.3^{b}	Vinasco et al. (2006)
El Buey	El Buey	Granito	219.3 ± 0.3^{b}	Vinasco et al. (2006)
Manizales	Manizales	Granito	$229.7\pm0.5^{\ b}$	Vinasco et al. (2006)
GSI1	Santa Isabel	Neis	226.7 ± 1.6^{a}	Restrepo et al. (2011)
GN1	Nechi	Neis	236.4 ± 6.6^{a}	Restrepo et al. (2011)

PALM-1	Palmas	Migmatita	222.0 ± 10^{a}	Restrepo et al. (2011)			
P21	Las Palmas	Paraneis	237.0 ± 2^{a}	Martens et al. (2014)			
P22	Las Palmas	Neis	244.0 ± 2^{a}	Martens et al. (2014)			
GCC8	Tierradentro	Ortoneis	$244.34\pm.8^{a}$	Bustamante et al. (2017)			
CI12	Tierradentro	Ortoneis	271.3 ± 1.3^{a}	Bustamante et al. (2017)			
Sierra Nevada de Santa Marta							
A14	Milonita S.M.	Granito	288.1 ± 4.5^{a}	Cardona et al. (2016)			
A48	Milonita S.M	Granito	$276.5\pm5.1^{\ a}$	Cardona et al. (2016)			
EAM-12-05	Milonita S.M	Granito	264.9 ± 4^{a}	Cardona et al. (2016)			
MPR-33A	El encanto	Ortoneis	$274.8\pm2.1^{\ a}$	Piraquive (2017)			
GLV-11	Esquistos de	Esquisto	$283.7\pm6.1^{\ a}$	Piraquive (2017)			
	Gaira	granatifero					
MG-063	Esquistos de	Esquisto	261.4 ± 2.6^{a}	Piraquive (2017)			
	Gaira						
CVI13108	La Secreta	Metatoba	224.6 ± 2.6^{a}	Piraquive (2017)			
LRW-21	La Secreta	Gabro	$237.4\pm1.1^{\ a}$	Piraquive (2017)			
		Cuenca Plato-San	Jorge				
Cicuco-2a	Desconocido	Granito	241.6 ± 3.9^{a}	Montes et al. (2010)			
Cicuco-3	Desconocido	Granito	241.6 ± 3.9^{a}	Montes et al. (2010)			
Lobita 1	Desconocido	Granito	239.6 ± 2.9^{a}	Montes et al. (2010)			
		Peninsula de la G	uajira				
AVO-03	Neis de Uray	Neis	$247.6\pm4.1^{\ a}$	Weber et al. (2010)			

AVO-06	Neis de Ura	ay	Neis	245.6 ± 3.9^{a}	Weber et al. (2010)
			Centro Amér	ica	
CMP2	Custepec		Ortoneis	254.0 ± 2.3^{a}	Weber et al. (2007)
			migmatítico		
CB45	Custepec		Para-anfibolita	251.8 ± 3.8^{a}	Weber et al. (2007)
			anatectica		
M0117	Complejo		Neis tonalítico	272 ± 10^{a}	Ducea et al. (2004)
	Xolapa				
ZFC17	Complejo		Leucosoma	275.6 ± 1^a	Elías-Herrera & Ortega-
	Acatlán				Gutierrez (2002)
CB08-5	Macizo	de	Paraneis anatéctico	241 ± 14^{a}	Weber et al. (2005)
	Chiapas				
CB10	Macizo	de	Augenneis	274 ± 140^{a}	Weber et al. (2005)
	Chiapas				
CB12	Macizo	de	Ortoneis	$246\pm21~^a$	Weber et al. (2005)
	Chiapas				
CB16	Macizo	de	Ortoneis	252.9 ± 4.4^{a}	Weber et al. (2005)
	Chiapas				
CB17	Macizo	de	Ortoneis	250 ± 6^{a}	Weber et al. (2005)
	Chiapas				
CB22	Macizo	de	Augeneis	252 ± 17^{a}	Weber et al. (2005)
	Chiapas				

CB28	Macizo	de	Ortoneis	258.4 ± 1.9^{a}	Weber et al. (2005)
	Chiapas				
CMP1	Macizo	de	Granito deformado	221 ± 23^{a}	Weber et al. (2005)
	Chiapas				
JA-17	Durango		Esquisto	252 ^b	Iriondo et al. (2003)
E201	Puebla		Granodiorita	268.4 ± 0.2^{b}	Iriondo et al. (2003)
E202	Puebla		Esquisto	281 ^b	Iriondo et al. (2003)
CH0404	Altos		Granito	269 ± 29^{b}	Solari et al. (2015)
	Chucumata	nes			
			Anfibolitas	ł	
			Ecuador		
10RC28	Chinchina		Anfibolita	$224.7 \pm 1.9^{\rm a}$	Cochrane et al. (2014)
11 RC 10					
IIIIII	Monte Oliv	0	Anfibolita	231.9 ± 3.2^{a}	Cochrane et al. (2014)
11RC14	Monte Oliv Piedras	0	Anfibolita Anfibolita	231.9 ± 3.2^{a} 222.7 ± 6.3^{a}	Cochrane et al. (2014) Cochrane et al. (2014)
11RC14 JR148	Monte Oliv Piedras Piedras	0	Anfibolita Anfibolita Anfibolita	231.9 ± 3.2^{a} 222.7 ± 6.3^{a} 221 ± 17.0^{a}	Cochrane et al. (2014) Cochrane et al. (2014) Noble et al. (1997)
11RC14 JR148	Monte Oliv Piedras Piedras	0	Anfibolita Anfibolita Anfibolita Colombia	$\begin{array}{c} 231.9\pm 3.2^{a}\\ 222.7\pm 6.3^{a}\\ 221\pm 17.0^{a} \end{array}$	Cochrane et al. (2014) Cochrane et al. (2014) Noble et al. (1997)
11RC14 JR148 10RC39A	Monte Oliv Piedras Piedras Santa Elena	0	Anfibolita Anfibolita Anfibolita Colombia Anfibolita	$\begin{array}{c} 231.9\pm 3.2^{a}\\ 222.7\pm 6.3^{a}\\ 221\pm 17.0^{a}\\ \end{array}$	Cochrane et al. (2014) Cochrane et al. (2014) Noble et al. (1997) Cochrane et al. (2014)
11RC14 JR148 10RC39A AC32B	Monte Oliv Piedras Piedras Santa Elena El Picacho	O L	Anfibolita Anfibolita Anfibolita Colombia Anfibolita Plagiogranito	$\begin{array}{c} 231.9\pm 3.2^{a}\\ 222.7\pm 6.3^{a}\\ 221\pm 17.0^{a}\\ \end{array}$	Cochrane et al. (2014) Cochrane et al. (2014) Noble et al. (1997) Cochrane et al. (2014) Correa-Martínez (2007)
11RC14 JR148 10RC39A AC32B Padua	Monte Oliv Piedras Piedras Santa Elena El Picacho Padua	0	Anfibolita Anfibolita Anfibolita Colombia Anfibolita Plagiogranito Anfibolita	$\begin{array}{c} 231.9\pm3.2^{a}\\ 222.7\pm6.3^{a}\\ 221\pm17.0^{a}\\ \end{array}\\\\ \begin{array}{c} 239.7\pm2.4^{a}\\ 216.6\pm0.4^{a}\\ 243\pm4^{b} \end{array}$	Cochrane et al. (2014) Cochrane et al. (2014) Noble et al. (1997) Cochrane et al. (2014) Correa-Martínez (2007) Vinasco et al. (2006)

Datos vinculados con el periodo Pérmico-Triásico en el Bloque Norandino y el basamento de Centro américa.

Nota: ^a Edades obtenidas basado en Pb²⁰⁶/U²³⁸ en zircones

^b Edades obtenidas utilizando Ar⁴⁰/Ar³⁹ en Apatito

4.4. Modelos análogos de metamorfismo en zonas transpresivas

Las zonas de colisión oblicua o dinámica transpresiva se caracterizan por una asociación de estructuras que sugieren un acortamiento normal y un desplazamiento paralelo. En la transpresión dominada por llave inglesa, las alineaciones de estiramiento son horizontales (deformación baja) o verticales (deformación alta), mientras que siempre son verticales en una transpresión dominada por cizalla pura (Bendaoud et al., 2019).

Basado en la recopilación hecha por Bendaoud et al. (2019) reconocemos que las líneas de estiramiento vertical dentro de una zona de cizallamiento orientada verticalmente, perpendicular al componente de cizallamiento simple de la deformación y la dirección del movimiento tectónico, fueron interpretadas por primera vez como el resultado de la deformación transpresiva por Hudleston et al. (1988). Estos modelos teóricos de transpresión heterogénea interpretan estas alineaciones como que pueden variar de horizontal a vertical de forma continua (Jiang & Williams, 1998).

La transpresión ha ocurrido a lo largo de la historia geológica en una amplia variedad de escenarios y escalas tectónicas durante la deformación de la litosfera de la tierra. Así como es el caso de la interacción de los bloques provenientes del Océano Proto-Pacífico con la esquina noroccidental de Gondwana durante el Pérmico, también se ha interpretado su presencia en otros sectores como los expresados en Bendaoud et al. (2019): el Cinturón Greenstone North Caribou del Arqueano (Gagnon et al.2016), el Cinturón Panafricano de Kaoko en Namibia (Goscombe & Gray 2008; Knopásek et al. 2005), Tierras Altas del Sur de Escocia (Tavarnelli et al. 2004), Cinturón de Esquisto de Kushtagi, India (Matin, 2006), Cinturón Metamórfico de Sanandaj-Sirjan, Cordillera de los Zagros, Irán (Sarkarinejad & Azizi 2008; Shafiei Bafti & Mohajjel 2015), Al

Jabal Al Akhdar, Libia (Abd El-Wahed & Kamh 2013), Cinturón Orogénico de Asia central (Li et al. 2016), Zona de cizallamiento de Cauvery, Terreno Granulítico del Sur, India (Chetty & Bhaskar Rao 2006), el Cinturón Dom Feliciano, Uruguay (Oriolo et al. 2016) Zona de Cizallamiento de Salem-Attur, sur de la India (Kumar & Prasannakumar 2009), Desierto Oriental de Egipto (Fritz et al. 1996, 2002, 2013; Bregar et al. 2002; Shalaby et al. 2005; Abd El -Wahed 2008, 2010, 2014; Abd El-Wahed & Kamh 2010; Zoheir 2008, 2011; Abd El-Wahed et al., 2016) y el Cratón Árabe (Hamimi et al. 2013a, b, 2014).

En este apartado se presenta la deformación desarrollada sobre la zona de interacción transpresiva durante la Orogenia Pannafricana ~700-500 Ma, entre los distintos bloques que componen el Cratón Árabe-Nubio (ANS, por sus siglas en inglés), con el objetivo de compararlos en la discusión con las evidencias encontradas para nuestro caso de estudio y establecer si existen relaciones que permitan compararlos.

4.4.1. Cratón Árabe-Nubio (ANS)

La corteza Precámbrica de África comprende un gran número de Macizos Arqueanos, algunos de ellos han sido reactivados tectónicamente durante el Fanerozoico dada la dinámica a la que se encuentran sometidos. Esta deformación tiene lugar en un periodo aproximado, entre los 1200-450 Ma siendo el evento más joven de estos el Pannafricano (Kennedy, 1964).

Gass (1977) usa el término Panafricano para describir todo el proceso de cratonización de los complejos de arco de isla y sutura al Cratón Africano entre los 1200-450 Ma. A este evento se encuentra asociado el cierre del Océano de Mozambique, el cual inicia entre los 870-800 Ma, con la formación de un plano de subducción y la acreción de terrenos de arco oceánico (Figura 6).

Figura 6

Reconstrucción paleogeográfica de la fragmentación de Rodinia



^{~1000-700} Ma. Tomado de Hallet, D. (2002)

El apilado de arcos ocurre durante el Criogénico Medio a Tardío (680-600 Ma) (Johnson 1998; Nehlig et al. 2002; Stern et al. 2004). Una etapa temprana de la colisión de arcos, en el este del cratón genera la formación del Protocratón Árabe-Nubio (proto-ANS) formada por el ensamblaje de terrenos que componen el actual Escudo Árabe (Johnson, 2014; Figura 7). La etapa final entre Gondwana este y oeste incorpora el ANS como una unidad entre la Orogenia del este de África apilándose al Megacratón del Sahara durante el Criogénico - Edicariano Temprano (650-580 Ma) (Finger & Helmy 1998; Kusky et al., 2003; Stern & Johnson 2010; Johnson et al., 2011).

Figura 7

Reconstrucción paleogeográfica de la conformación de Pannotia y la emersión de la

Orogenia Pannafricana



Tomado de Hallet, D. (2002)

Como se menciona en la descripción del evento Pannafricano, la conformación del Cratón Árabe-Nubio se desarrolla gracias a la dinámica transpresiva generada por la colisión oblicua de los bloques que la componen, es por esto que la deformación asociada a este proceso de cratonización se ve reflejado en distintas zonas del continente africano. En esta sección se presentan el Cinturón de Cizalla Umm Gheig y la Zona de Cizalla Wadi Fatira con el objetivo de reconocer las características litoestratigráficas generadas por este tipo de interacción a diferentes escalas.

4.4.1.1. Cinturón de cizalla Umm Gheig, basado en Abd El-Wahed et al. (2019).

La historia deformacional y de metamorfismo del cinturón de cizalla Umm Gheig ha sido develada con el uso de estudios estructurales y de campo, soportado con el uso de sensores remotos y datos termo-barométricos, este cinturón representa las rocas supra-corticales del este del Complejo Sibar en el desierto Centro-Oriental de Egipto. El cinturón de cizalla Umm Gheig es conformado por 3 dominios estructurales mayores (Abu Lassaf, Umm Luseifa y Kab Ahmed), los cuales son formados por cuatro eventos deformacionales (D1-D4) durante el Cryogénico-Ediacariano (650-542 Ma).

El primer evento metamórfico (M1) es un metamorfismo regional de facies de esquistos verdes inferior sincrónico con D1. Los conjuntos minerales de M1 son prominentes en el cinturón de corte de Abu Lassaf (por ejemplo, serpentinitas, metagabros y metavolcánicas foliadas; Figura 8). M2 es un metamorfismo regional progresivo de facies de esquistos verdes superiores que ocurrió sincrónico con D2, especialmente a lo largo de las fallas de empuje. Los ensamblajes de M2 están diseminados a lo largo de los planos de empuje y en los cinturones de corte de Umm Luseifa y Kab Ahmed donde la intensidad de la foliación comenzó a aumentar y la biotita y hornblenda aparecen como contenido mineral de este cinturón.

Las rocas del cinturón de Cizalla Umm Gheig están sujetas a un metamorfismo regional progrado de grado bajo a medio en el rango de facies de esquistos verdes a anfibolitas inferiores (350–620 °C a 2–6 kb). Las estructuras de empuje, plegamiento y cizallamiento sinistral-inverso que caracterizan el cizallamiento de Umm Gheig son colectivamente las consecuencias de una fase de acortamiento E-W acompañada de estructuras compresionales y transpresionales debido al

acortamiento oblicuo del ANS entre el este y el oeste de Gondwana y el cierre del océano de Mozambique.

Figura 8

Mapa geológico del Cinturón de Cizalla Umm Gheig



Tomado de Abd El-Wahed et al. (2019)

4.4.1.2. Zona de cizalla Wadi Fatira basado en Abd El-Wahed & Anbar, (2009).

La zona de cizalla Wadi Fatira (WFSZ, por sus siglas en inglés) se encuentra caracterizada litológicamente por la alternancia de capas de hierro bandeado y rocas metavolcánicas, las cuales son posteriormente intruídas por la tonalita-granodirita de Barud e intrusiones gabróicas y graníticas posteriores.

Figura 9

Mapa geológico del área Wadi Fatira



Tomado de Abd El-Wahed & Abu Anbar (2009)

La investigación estructural muestra que los esquistos y las anfibolitas migmatíticas son formadas por cizalla en las rocas metavolcánicas y en las sintectónicas tonalita-granodiorita de Barud debido a la zona de Cizalla de Wadi Fatira (Figura 9). Los indicadores microestructurales muestran el sentido de la zona de cizalla con una geometría asimétrica donde se encuentran porfiroclástos de tipo sigma y pliegues asimétricos.

Esta zona de cizalla se caracteriza por presentar transiciones de zonas de extensión local (sentido NW-SE) y convergencia local (sentido EW), esta última se encuentra caracterizada por la presencia de esquistos con Clorita, Hornblenda, Actinolita y Biotita, junto con rocas metavolcánicas ácidas e intermedias.

Los cálculos de P-T fueron hechos usando Plagioclasa y Hornblenda de esquistos y rocas metavolcánicas foliadas, indicando metamorfismo prógrado de grado medio en la facie anfibolita. La foliación de la tona-granodiorita de Barud cerca de la WFSZ, es paralela al plano de cizalla y la tonalita muestra numerosas estructuras de flujo sobreimpuestas por plegamiento y cizalla dúctil.

WFSZ es similar al resultado de la combinación entre cizalla simple y el acortamiento ortogonal de zonas transpresivas y es comparable con el sistema de fallas de Najd.

4.4.2. Occidente del Bloque Norandino durante el Cretácico. Basado en Pardo y Moreno (2001)

Desde el Albiense para Ecuador y hasta el Maastrichtiense para Colombia, se da la acreción del arco volcánico Amaime-Chaucha provocando el cierre de la cuenca trasarco formada durante el Cretáceo Temprano, formando fallas de cabalgamiento, ubicando rocas ígneas básicas sobre rocas metamórficas dando lugar a la amplia mezcla tectónica del Complejo Quebradagrande (Unidad litodémica). La acreción ocluye la zona de subducción haciendo que cese el vulcanismo en esta área.

Sedimentos que conforman unidades como La Formación Nogales, sugieren la exposición de las rocas metamórficas del complejo Cajamarca (parte del Terreno Tahamí) y del piso oceánico

para el Maastrichtiense, por esta razón, aunque los principales aportes para la sedimentación del oriente provenían del escudo Amazonico, la erosión de este arco generado por el cabalgamiento dio lugar a una redepositación de sedimentos en la Cuenca de Bogotá.

Figura 10

Reconstrucción paleogeográfica y corte estructural



Modelo de la colisión del Bloque Amaime-Chaucha con el basamento de Suramérica durante el Turoniense. Modificado de Pardo & Moreno (2001)

En el intervalo Campaniense-Paleoceno, se mantiene un movimiento de la placa caribe en dirección N-NE, generando fallas de cabalgamiento y desplazamientos dextrolaterales, lo que produce una mezcla entre las rocas que componen los Terrenos Amaime (Hoy parte del Terreno Caribe), Quebradagrande y Arquía, donde este último es quizá quien mejor muestra esto en el sector occidental de la Cordillera Central. Además, es de resaltar la presencia de algunos granitoides de este periodo sugiere que la parte de la corteza no engrosada se mantiene subduciendo, dando lugar a metasomatismo y generación de magma, sin embargo, no se han encontrado evidencias volcánicas de tal evento.

5. Discusión

5.1. Análisis de las zonas con metamorfismo en el Bloque Norandino

En este documento se recogen las siguientes características litoestratigráficas vinculables con un proceso tectónico que produce levantamiento y metamorfismo en el bloque Norandino durante el Pérmico: i) zonas con bajo grado de metamorfismo y deformación en el Macizo de Santander, Los Andes de Mérida y La Sierra Nevada de Santa Marta; ii) discordancia angular encontrada en los Andes de Mérida y La cuenca de Llanos Orientales entre los estratos Paleozoicos y los del Cretácico; iii) enfriamiento rápido registrado durante los 258-250 Ma, reportado por Van Der Lelij (2016a); iv) ausencia de registro sedimentario para el periodo Triásico en gran parte del Bloque Norandino.

Respecto a las rocas del Paleozoico Superior en el Macizo de Santander es importante resaltar que Cardona et al. (2016) sugieren un evento orogénico regional a finales del Paleozoico que afectó la zona comprendida por el Macizo de Santander, los Andes de Mérida y la Serranía del Perijá, este evento ha sido asociado con la conformación del supercontinente Pangea, por su parte, Mantilla-Figueroa y García-Ramírez (2018) contrastan esta alternativa dada la presencia de rocas sedimentarias de edad Devónica como la Formación Floresta sin eliminar la posibilidad del registro de un evento dinamo-térmico.

Por otra parte, las rocas denominadas por Ward et al (1973) como Floresta Metamorfoseada se consideran Devónicas basado en su contenido fósil, sin embargo, Moreno-Sánchez et al. (2005) muestra que esta no puede ser vinculable con la Formación Floresta pues difiere en sus características litoestratigráficas y sugiere la denominación de una nueva unidad litoestratigráfica llamada Formación Mogotes, la cual se encuentra conformada por las unidades metasedimentarias ubicadas en el sector Mogotes-San Joaquín. Moreno-Sánchez et al. (2020) adicionalmente aclaran que a pesar de la presencia de material fósil vinculable con el Devónico esto habla de la edad del protolito y no de la edad de metamorfismo que afectó estas rocas, por lo cual mantiene su posición de desvincularla de la denominación "Floresta Metamorfoseada". Por su parte, Mantilla-Figueroa y García-Ramírez (2018), contrastan lo sugerido por Moreno et al. (2005) pues consideran que a la denominada Formación Mogotes se le incluyó parte de las rocas pertenecientes a la Formación Silgará (Ward et al., 1973), pues presentan edades de depositación en distintos intervalos, Devónico, Carbonífero Temprano y Pérmico, los cuales son diferenciables en el campo y que tras la propuesta de subdivisión de esta sugerida por Mantilla et al. (2016a) y posteriormente soportada con datos geocronológicos en Mantilla et al. (2016b) harían parte de la denominada unidad Filitas de San Pedro. Adicionalmente y teniendo en cuenta lo expuesto por Moreno et al. (2005) respecto la presencia de rocas del Paleozoico Tardío afectadas por metamorfismo Mantilla-Figueroa y García Ramirez (2018) no descartan la posible presencia de un evento tectono-termal o dinamo-térmico para este tiempo.

Algunos autores como Mantilla-Figueroa y García Ramírez, (2018) y Cediel & Shaw (2019) sugieren alternativas para la presencia de rocas como la unidad Filitas de San Pedro como la presencia de una etapa tardía de la orogenia Quetame-Caparonensis (Fammatiniana) durante el Ordovícico Tardío al cual estaría asociado la deformación causada sobre la Unidad Filitas de San Pedro (Mantilla et al., 2016a) y eventos dinamo-térmicos posteriores para explicar la presencia de estas rocas en el Macizo de Santander Por su parte, Cochrane et al., 2014 y Piraquive 2017, exponen la posibilidad de tener dos fases de metamorfismo independientes: i) ~270 Ma como una etapa temprana de la conformación de Pangea, ii) ~250 Ma la cual obedece a la mayor etapa de colisión para la formación de Pangea.

A su vez, Van Der Lelij (2016b) considera que no hay datos confiables sobre las deformaciones del Paleozoico Tardío en los Andes de Mérida o en el Macizo de Santander durante el ensamblaje de Pangea, quizás porqué estas regiones estaban demasiado lejos de la zona de colisión.

Coincidiendo con Cediel & Shaw (2019) es difícil conciliar la falta de evidencia en el registro geológico, la tectónica Paleozoica del noroeste de Sudamérica y las implicaciones de la deformación paleozoica en el Bloque Norandino, con reconstrucciones de placas tectónicas que representan el noroeste de Sudamérica incidiendo en el cinturón Ouachita-Marathon. Se plantea que basado en la observación extensiva de las evidencias petrológicas localizadas en el área y la comparación con los modelos análogos expuestos, se reconoce un evento metamórfico gracias al carácter compresivo entre los 275-240 Ma a lo largo de la Cordillera Real Ecuatoriana (CRE), la Cordillera Central Colombiana (CCC), el Bloque Maya y hasta Norte América, respecto a las evidencias encontradas en las rocas presentes en el Macizo de Santander se presentan dos alternativas: i) estas evidencias son correlacionables con la zona más distal de la interacción entre los bloque provenientes del Océano ProtoPacífico, siendo vinculables con el evento metamórfico cuyas evidencias se muestran entre otros sectores en el Bloque Maya y la CCC; ii) las evidencias encontradas en el Macizo de Santander corresponden a repercusiones en superficie del evento orogénico reportado por Van Der Lelij (2016a) entre los 258-250 Ma, vinculadas con eventos dinamo-térmicos de tipo local.

Adicionalmente, como existen dos frentes de deformación y teniendo en cuenta las evidencias presentadas en este trabajo, recogidas previamente por diversos autores, se formulan las siguientes alternativas respecto a las características de la deformación: i) El metamorfismo y/o deformación encontrada en el Bloque Norandino tiene dos frentes independientes de deformación. La SNSM generada principalmente por la amalgamación de Pangea, mientras que la deformación encontrada en la CRE, la CCC, el MS, los AM y la cuenca Llanos Orientales de Colombia está influenciada por la colisión oblicua de los terrenos Proto Pacíficos con la esquina noroccidental de Gondwana dada su ubicación; ii) La deformación transpresiva de la esquina noroccidental de Gondwana con los terrenos provenientes del Océano Proto pacífico. Mientras que gracias a la presencia del Bloque Maya y el Bloque Las Delicias al Norte, el desarrollo de la sutura Ouachita-Marathon no tuvo implicaciones importantes sobre esta zona.

5.2. Comparación con modelos análogos

Como se menciona en la sección 4.4 diversos sectores en el planeta han sido afectados por metamorfismo en zonas donde la dinámica comprende zonas de colisión oblicua.

Como es el caso del Cratón Árabe-Nubio durante la Orogenia Panafricana, las rocas metamórficas resultantes son afectadas en bajas condiciones de metamorfismo en los sectores descritos (Cinturón de Cizalla Umm Gheig y Zona de Cizalla Wadi Fira), estas condiciones incrementan cuando más perpendicular es la colisión y cuanto más grande es el tamaño de las masas colisionando, como es el caso de la colisión del Bloque Amaime-Chaucha con el basamento de Suramérica durante el Turoniense o la orogenia Himalaya durante la colisión de India con Euro-Asia.

PÉRMICO-TRIÁSICO, IMPLICACIONES Y EVIDENCIAS

Respecto al modelo propuesto por Pardo y Moreno (2001) se considera que este no es comparable dada la perpendicularidad de la colisión, sin embargo, resulta importante resaltar las condiciones de metamorfismo registradas teniendo en cuenta las dimensiones del arco que colisiona y que respecto al evento evaluado en este trabajo pudo llegar a generar condiciones similares de las cuales tal evidencia no ha sido reportada hasta el momento.

Así pues, la interacción de manera oblicua pudo generar metamorfismo en la zona de sutura, siendo la zona más cercana la que mayores condiciones de presión y temperatura alcanza y disminuyendo hacia la periferia. Esto explicaría por qué la CCC y la SNSM son las que mayores afectaciones reportan y que estas disminuyan progresivamente hacia el este, hasta encontrar incluso rocas sin presencia de metamorfismo, aunque se mantienen discordantes con las rocas suprayacentes (Andes de Mérida y en la cuenca de los Llanos Orientales).

Como se mencionó en la sección 2.1 un evento metamórfico se considera regional siempre y cuando abarque una extensión de cientos de kilómetros cuadrados (Bucher & Grapes, 2011). Teniendo en cuenta lo anterior y basado en las características de los análogos revisados, consignados y no consignados extensivamente en este documento donde se muestra que las interacciones transpresivas o de colisión oblicua pueden generar metamorfismo regional, se considera al evento del Paleozoico Tardío un evento metamórfico de carácter regional sobre la CRE, la CCC y la SNSM mientras que las evidencias encontradas al este (MS, AM, Llanos Orientales), por estar más vinculadas con deformación superficial no se pueden adjuntar a este evento metamórfico en primera instancia, sin embargo, el desarrollo de un evento orogénico en esta zona es innegable dadas las evidencias de enfriamiento, levantamiento y bajas condiciones de metamorfismo.

6. Conclusiones

 Durante el Pérmico el Bloque Norandino se ve afectado por dos bordes de placa activos.
 El primero al norte a lo largo de la sutura Ouachita-Marathon tras el cierre del Océano Paleo Atlántico y al Occidente un borde transpresivo fruto de la interacción con los bloques Oaxaquia, Acatlán y Chortis provenientes del Océano Proto Pacífico y que hoy hacen parte del basamento de América Central.

2). La acción de estos bordes de placa genera metamorfismo regional en la CRE, la CCC y la SNSM; así mismo, metamorfismo de bajo grado (Facie Esquistos Verdes) y deformación en el Macizo de Santander, los Andes de Mérida y la cuenca Llanos Orientales, sin embargo, estas últimas no se pueden relacionar con el evento metamórfico de tipo regional. Evidencias de este o estos eventos ha sido consignada y contrastada en este trabajo.

3). Los bordes de colisión oblicua o zonas de dinámica transpresiva pueden generar metamorfismo regional, siendo las rocas con mayor grado las asociadas a la zona de interacción y disminuyendo progresivamente hacia la periferia.

4). Posterior a la colisión de Pangea, el bloque Norandino se ve inmerso en una tectónica distensiva, con generación de corteza oceánica y el desarrollo de la estructura denominada Rift de Payandé.

7. Recomendaciones

1). Formar grupos de campo encaminados en el mejoramiento de la cartografía de las unidades metamórficas de bajo grado del Paleozoico Tardío en el Macizo de Santander y sus equivalentes, con el objetivo de mejorar su delimitación y analizar si son correlacionables entre sí.

2). Implementar estudios petrográficos sistemáticos en las unidades metamorficas del Paleozoico Tardío con el objetivo de determinar si existe un patrón particular en las zonas afectadas con metamorfismo y las que no.

3). Realizar análisis estructurales con el objetivo de identificar el estado de esfuerzos al que estuvo sometido el bloque Norandino durante el Pérmico y así aclarar qué frente deformacional dio lugar a las evidencias petrológicas aquí presentadas.

4). Desarrollar análisis geocronológicos en las unidades: Metasedimentitas de Guaca, Formación Mogotes, Metasedimentitas de Silos, Floresta Metamorfoseada y las unidades cronoestratigráficas: Pzms (Royero y Clavijo, 2001) y Pzm2 (Clavijo, 1999); con el objetivo de definir si el evento que produce metamorfismo efectivamente está vinculado con la conformación del supercontinente Pangea y/o la interacción con los bloques procedentes del Océano Proto Pacífico, es decir, hace aproximadamente 250 Ma.

5). Hacer estudios de termocronología para ampliar de manera sistemática el conocimiento acerca de la historia termal del Bloque Norandino y poder brindar mayor soporte a las alternativas sugeridas.

Bibliografía

- Abd El-Wahed MA (2008) Thrusting & transpressional shearing in the Pan-African nappe southwest El-Sibai core complex, Central Eastern Desert, Egypt. J Afr Earth Sci 50:16–36
- Abd El-Wahed MA (2010) The role of the Najd fault system in the tectonic evolution of the Hammamat molasse sediments, Eastern Desert, Egypt. Arab J Geosci 3:1–26
- Abd El-Wahed MA (2014) Oppositely dipping thrusts and transpressional imbricate zone in the Central Eastern Desert of Egypt. J Afr Earth Sci 100:42–59
- Abd El-Wahed MA, Abu Anbar MM (2009) Syn-oblique convergent and extensional deformation and metamorphism in the Neoproterozoic rocks along Wadi Fatira shear zone, Northern Eastern Desert, Egypt. Arab J Geosci 2:29–52
- Abd El-Wahed MA, Kamh SZ (2010) Pan-African dextral transpressive duplex and flower structure in the Central Eastern Desert of Egypt. Gondwana Res 18:315–336
- Abd El-Wahed MA, Kamh SZ (2013) Evolution of conjugate strike-slip duplexes and wrench-related folding in the Central part of Al Jabal Al Ahkdar, NE Libya. J Geol 12 (2):173–195
- Abd El-Wahed MA, Harraz HZ, El-Behairy MH (2016) Transpressional imbricate thrust zones controlling gold mineralization in the Central Eastern Desert of Egypt. Ore Geol Rev 78:424–446
- Abd El-Wahed, Mohamed A.; Lebda, El Metwaly; Ali, Kamal A.; Kamh, Samir; Attia, Mohamed (2019). The structural geometry and metamorphic evolution of the Umm Gheig shear belt, Central Eastern Desert, Egypt: implications for exhumation of Sibai core complex during

oblique transpression. Arabian Journal of Geosciences, 12(24), 764–. doi:10.1007/s12517-019-4760-y

- Acosta, J., Silva, O., & Rodriguez, A (1999). Mapa Geológico del departamento de Boyacá. Servicio Geológico Colombiano.
- Bendaoud, Abderrahmane; Hamimi, Zakaria; Hamoudi, Mohamed; Djemai, Safouane; Zoheir, Basem (2019). [Springer Geology] The Geology of the Arab World---An Overview || Tectonics of the Eastern Desert of Egypt: Key to Understanding the Neoproterozoic Evolution of the Arabian–Nubian Shield (East African Orogen). , 10.1007/978-3-319-96794-3(Chapter 1), 1–81. doi:10.1007/978-3-319-96794-3_1.
- Blakey, R.C., 2007. Carboniferous–Permian palaeogeography of the Assembly of Pangae. In: Wong, Th.E. (Ed.), Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, 10–16 August 2003. Royal Dutch Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, 443–456.
- Bregar M, Bauernhofer A, Pelz K, Kloetzli U, Fritz H, Neumayr P (2002) A late Neoproterozoic magmatic core complex in the Eastern Desert of Egypt; emplacement of granitoids in a wrench-tectonic setting. Precambr Res 118:59–82
- Bucher, K. & Grapes, R., 2011, Petrogenesis of metamorphic rocks. Edition number 8. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-540-74169-5. eBook ISBN 978-3-540-74169-5.
- Burkley, L.A., 1976, Geochronology of the central Venezuelan Andes [PhD Thesis, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio]: 150 p.

- Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A., Bustamante, A. & Valencia, V.A. 2017. U–Pb ages and Hf isotopes in zircons from parautochthonous Mesozoic terranes in the western margin of Pangea: Implications for the terrane configurations in the northern Andes. The Journal of Geology, 125(5): 487–500. https://doi.org/10.1086/693014
- Cardona, A., 2006, Reconhecimento da evolução tectônica da proto-margem Andina do Centro-Norte Peruano, baseada em dados geoquímicos e isotópicos do embasamento da Cordilheira Oriental na região de Huánuco-La Unión [Tese de Doutoramento]. São Paulo, Universidade de São Paulo. 247 p.
- Cardona, A., Cordani, U., Ruiz, J., Valencia, V.A., Armstrong, R., Nutman, A., & Sanchez, A., 2009, U/Pb zircon and Nd isotopic signatures of the pre-Mesozoic metamorphic basement of the Eastern Peruvian Andes: Growth and provenance of a late Neoproterozoic to Carboniferous accretionary orogen on the Northwest margin of Gondwana: Journal of Geology, v. 117, p. 285–305. doi:10.1086/597472
- Cardona, V.A. Valencia, A. Lotero, Y. Villafañez & G. Bayona (2016): Provenance of middle to late Palaeozoic sediments in the northeastern Colombian Andes: implications for Pangea reconstruction, International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2016.1190948.
- Castellanos, M., P. 2017. Metasedimentas de Silos: Ocurrencia, caracterización y metamorfismo. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander.
- Cediel, Fabio & Shaw, Robert Peter (2019). Geology and Tectonics of Northwestern South America (The Pacific-Caribbean-Andean Junction) || Proterozoic Basement, Paleozoic Tectonics of NW South America, and Implications for Paleocontinental Reconstruction of the Americas. DOI: 10.1007/978-3-319-76132-9 (Chapter 2), 97–112. doi:10.1007/978-3-319-76132-9_2

- Chetty TRK, Bhaskar Rao YJ (2006) The Cauvery Shear Zone, Southern Granulite Terrain, India: a crustal-scale flower structure. Gondwana Res 10(1–2):77–85
- Chew, D., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., & Miskovic, A., 2007, U–Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 119, p. 697–711. doi:10.1130/B26080.1
- Clavijo, J. 1997. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander. Escala 1:250000. INGEOMINAS.
- Cochrane, R. 2013. U–Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Doctorade thesis, University of Geneva, 191 p. Geneva, Switzerland. https://doi.org/10.13097/archive-ouverte/ unige:30029
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B. & Chiaradia, M. 2014. Permo–Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. Lithos, 190–191: 383–402. https://doi.org/10.1016/j. lithos.2013.12.020
- Cordani, U.G., Cardona, A., Jiménez, D.M., Liu, D. & Nutman, A.P. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. & Pankhurst, R.J. (editors), Terrane processes at the margins of Gondwana. Geological Society of London, Special Publication 246, p. 329–346. London. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of America Bulletin 113, 1142–1160.

- Ducea MN, Gehlers GE, Shoemaker S, Ruiz J, Valencia VA (2004) Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern México: evidence from U–Pb zircon geochronology. Geol Soc Am Bull 116:1016–1025
- Duque-Caro, H. (1990). Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 77(3-4), 203-234.
- Elías-Herrera M., Ortega-Gutiérrez F. 2002. Caltepec fault zone: an early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern México, and regional tectonic implications. Tectonics 21:1–19
- Feo-Codecido, G., Smith Jr, F.D., Aboud, N., & Di Giacomo, E., 1984, Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins: Geological Society of America, Memoir, v. 162, p. 173–187.
- Finger F, Helmy HM (1998) Composition and total-Pb model ages of monazite from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, Southern Eastern Desert. Mineral Petrol 62:269–289
- Forero, A., 1970, El Paleozoico Superior del flanco oriental de la Cordillera Central: Geología Colombiana, v. 7, p. 139–145.
- Forero, A. 1990. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South America. Journal of South America Earth Sciences, 3(2–3): 141–151. https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90026-W
- Fritz H, Wallbrecher E, Khudier AA, Abu El Ela F, Dallmeyer RD (1996) Formation of Neoproterozoic metamorphic core complexes during oblique convergence, Eastern Desert, Egypt. J Afr Earth Sci 23:311–329

- Fritz H, Dalmeyer DR, Wallbrecher E, Loizenbauer J, Hoinkes G, Neumayr P, Khudeir AA (2002) Neoproterozoic tectonothermal evolution of the Central Eastern Desert, Egypt: a slow velocity tectonic process of core complex exhumation. J Afr Earth Sci 34:543–576
- Fritz H, Abdelsalam M, Ali KA, Bingen B, Collins AS, Fowler AR, Ghebreab W, Hauzenberger CA, Johnson PR, Kusky TM, Mace P, Muhongo S, Stern RG, Viola G (2013) Orogen styles in the East African Orogen: a review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. J Afr Earth Sci 86:65–106
- Funquen, J., Ceballos, L., Pedraza, A., y Marín, E. 2010. Geología de la plancha 98, Durania. Escala 1:100000. Servicio Geológico Colombiano.
- Gagnon É, Schneider D, Kalbfleisch T, Habler G, Biczok J (2016) Characterization of transpressive deformation in shear zones of the Archean North Caribou greenstone belt (NW Superior Province) and the relationship with regional metamorphism. Tectonophysics 693 (B):261–276
- García-Ramirez, C. 1994. Manual de prácticas de petrología metamórfica. Universidad Industrial de Santander.
- García-Ramírez, C., Rey-León, V., y Valencia, V. (2017). Ortoneises 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. doi: 10.5027/andgeov44n3-a04.
- Gass IG (1977) The evolution of the Pan-African crystalline basement in NE Africa and Arabia. J Geol Soc Lond 134:129–138
- Gonzalez, A., 2011, Structural evolution of the Melon-El Viento Arch, southern Llanos Basin, Colombia: M.A. thesis, Royal Halloway University of London, London, 90 p.

- González, H., Salinas, R., Cárdenas, J., Muñoz, C., Giraldo, W. 2015. Memoria explicativa Plancha
 41, Becerril. Consorcio GSG (GEOMINAS-SERVIMINAS-GEMI) para Servicio Geológico
 Colombiano. Medellín, Colombia.
- Goscombe BD, Gray R (2008) Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: a review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. Gondwana Res 13(1):45–85
- Grodzicki, K.R., Nance, R.D., Keppie, J.D., Dostal, J., & Murphy, J.B., 2008, Structural, geochemical and geochronological analysis of metasedimentary and metavolcanic rocks ofvthe Coatlaco area, Acatlán Complex, southern Mexico: Tectonophysics, v. 461, p. 311–323. doi:10.1016/j. tecto.2008.01.016
- Hallett, Don (2002). Petroleum Geology of Libya || PLATE TECTONIC HISTORY of LIBYA., (), 48–75. doi:10.1016/b978-044450525-5/50004-4
- Hamimi Z, Matsah M, Shujoon A, Al-Jabali M (2013) The NE-Oriented Wadi Fatima Fault Zone, Near Jeddah, Saudi Arabia: a possible arc-arc suture in western Arabian shield. The abstract submitted to the CAG24, Addis Ababa, January 8–14
- Hamimi Z, El-Fakharani A, Abdeen M (2014) Polyphase deformation history and strain analysis of the post-amalgamation depositional basins in the Arabian-Nubian Shield: Evidence from Fatima, Ablah and Hammamat basins. In: Fowler AR, Greiling RO and Abdeen MM (eds) Special issue: Arabian-Nubian Precambrian basement geology—progress and developments, J Afr Earth Sci 99(1):64–92
- Hatcher RD (2002) Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: rotational transpressive continent– continent collision and closing of ancient oceans along irregular

margins. In: Martínez-Catalán JR, Hatcher RD, Íarenas R, Diaz-García F (eds) Variscan– Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement. Geological Society of America special paper 364, Boulder, pp 199–208

- Hodges, K.V. (2003). Treatise on Geochemistry: Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems. Pag. 263–292. DOI:10.1016/B0-08-043751-6/03024-3
- Hudleston PJ, Schultz-Ela DD, Southwick DL (1988) Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. Can J Earth Sci 25:1060–1068
- Iriondo A, Kunk MJ, Winick JA, CRM (2003) 40Ar/39Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico. USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I). U.S. Geological Survey open-file report 03-020, pp 1–79
- Jiang D, Williams PF (1998) High-strain zones: a unified model. J Str Geology 20:1105-1120
- Johnson PR (1998) Tectonic map of Saudi Arabia and adjacents areas (scale 1–4,000,000). Technical report USGSOF-98-3.Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources, Saudi Arabia, Jeddah, p 2
- Johnson PR, Andresen A, Collins AS, Fowler AR, Fritz H, Ghebreab W, Kusky T, Stern RJ (2011) Late Cryogenian-Ediacaran history of the Arabian-Nubian Shield: a review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen. J Afr Earth Sci 61:167–232
- Kellogg, J. N., Vega, V., Stallings, T. C., & Aiken, C. L. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. Special Papers-Geological Society of America, 75-75.

- Kennedy WO (1964) The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode. In: 8th Ann. Rep., Res. Inst. Afr. Geol., Leeds Univ., pp 48–49
- Knopásek J, Kröner S, Kitt S, Passchier CW, Kröner A (2005) Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the kaoko belt, NW Namibia. Precambr Res 136:139– 157
- Kovisars, L., 1971, Geology of a portion of the north-central Venezuelan Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 82, no. 11, p. 3111–3138.
- Kumar RS, Prasannakumar V (2009) Fabric evolution in Salem-Attur Shear Zone, South India, and its implications on the kinematics. Gondwana Res 16:37–44
- Kusky TM, Abdelsalam M, Tucker R, Stern RJ (2003) Evolution of the East African and related Orogens, and the assembly of Gondwana. Spec Iss Precambr Res 123:81–344
- Langenheim, R. L. (1959). Preliminary report on the stratigraphy of the Giron formation in Santander and Boyaca. Boletín de Geología, (3), 35-50.
- Laya, J.C., & Tucker, M.E., 2012. Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates in the Venezuelan Andes. Palaeogeographic implication to Northern Gondwana:
 Palaeogeography, Palaeoclimatology, INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW 23
 Palaeoecology, v. 332–332, p. 1–26. doi:10.1016/j. palaeo.2012.02.011
- Li S, Wilde SA, Wang T, Xiao WJ, Guo QQ (2016) Latest Early Permian granitic magmatism in southern inner Mongolia, China: implications for the tectonic evolution of the southeastern Central Asian orogenic belt. Gondwana Res 29:168–180

- Mantilla–Figueroa, L.C. & García–Ramírez, C.A. 2018. Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes–San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander). Boletín de Geología, 40(1): 123–144. https://doi.org/10.18273/ revbol.v40n1-2018008
- Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A. (2016a). Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. Boletín de Geología, 38(1), 33-50. doi: 10.18273/revbol.v38n1-2016002.
- Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., Valencia, V.A. (2016b). 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). Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 40(155), 320-336. doi: 10.18257/raccefyn.303.
- Maréchal, P., 1983, Les témoins de la chaîne hercynienne dans le noyau ancien des Andes de Mérida (Vénézuela), PhD Thesis, Université de Brest, France: 174 p.
- Martínez, A.M.C., 2007. Petrogenesis and evolution of Aburra Ophiolite, Colombian Andes, Central Range (Ph.D. thesis) University of Brasilia, p. 178.
- Marton, G., & R. T. Buffler, 1999, Jurassic–Early Cretaceous tectono-paleogeographic evolution of the southeastern Gulf of Mexico Basin, in P. Mann, ed., Caribbean basins: Sedimentary basins of the world: Amsterdam, Elsevier, v. 4, p. 63–91.
- Matin A (2006) Structural anatomy of the Kushtagi schist belt, Dharwar craton, south India-an example of archaean transpression. Precambr Res 147:28–40

- McLoughlin, S., Lindström, S., & Drinnan, A.N., 1997, Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian–Triassic transition: new evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: Antarctic Science, v. 9, no. 03, p. 281–298.
- Miall, A.D., Blakey, R.C., 2008. Phanerozoic tectonic and sedimentary evolution of North America.In: Miall, A.D. (Ed.), The Sedimentary Basins of the United States and Canada.: SedimentaryBasins of the World 5. Elsevier, Amsterdam, 1–30.
- Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V. & 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(4): 832–848. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.010
- Moreno-López, M.C., & Escalona, A., 2015, Precambrian– Pleistocene tectono-stratigraphic evolution of the southern Llanos basin, Colombia: AAPG Bulletin, v. 99, p. 1473–1501. doi:10.1306/11111413138
- Moreno–Sánchez, M., Gómez–Cruz, A.d.J. & Castillo–González, H. 2005. La "Formación Floresta metamorfoseada" (sensu Ward et al., 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. X Congreso Colombiano de Geología. Abstracts, p. 124. Bogotá.
- Moreno–Sánchez, M., Gómez–Cruz, A. & Buitrago–Hincapié, J. 2020. Paleozoic of Colombian Andes: New paleontological data and regional stratigraphic review. In: Gómez, J. & Mateus– Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, 37 p. Bogotá. https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.09

- Nehlig P, Genna A, Asfirane F (2002) Review of the Pan-African evolution of the Arabian Shield. GeoArabia 7:103–124
- Nivia, A. (1993). Evidencias de obducción en el Complejo Ultramáfico de Bolívar. VI Congreso Colombiano de Geología, Medellín. Memorias, 1, 63-79.
- Noble, S.R., Aspden, J.A. & Jemielita, R. 1997. Northern Andean crustal evolution: New U–Pb geochronological constraints from Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 109(7): 789–798. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0789 :NACENU>2.3.CO;2
- Oriolo S, Oyhantçabal P, Wemmer K, Basei MAS, Benowitz J, Pfänder J, Hannich F, Siegesmund S (2016) Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: implications for the amalgamation of the Western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano–Pan-African Orogeny. Tectonics 35(3):754–771
- Pardo, A., & Moreno, M., 2001. Estratigrafía del occidente Colombiano y su relación con la Evolución de la Provincia Ígnea Cretácica del Caribe Colombiano. In VIII Congreso Colombiano de Geología (pp. 19-20).
- Patarroyo, P., 2001. Perrinites sp. en las sedimentitas del Permico de la Formacion Diamante en cercanias de Bucaramanga (Santander Colombia), in: Geologia Colombiana. Presented at the VII Congreso Colombiano de Geologia.
- Paul, A., Spikings, R., Ulianov, A. & Ovtcharova, M. 2018. High temperature (>350 °C) thermal histories of the long lived (>500 Ma) active margin of Ecuador and Colombia: Apatite, titanite and rutile U–Pb thermochronology. Geochimica et Cosmochimica Acta, 228: 275–300. https://doi.org/10.1016/j. gca.2018.02.033

- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., Haxby, W., 1985.
 A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. Tectonophysics 155, 121–138.
- Piraquive, A. (2017). Cadre structurel, déformations et exhumation des Schistes du Santa Marta: accumulation et histoire de déformation d'un terrain caraïbe au nord de la Sierra Nevada de Santa Marta (Doctoral dissertation, Grenoble Alpes).
- Pulido, O. 1985. Geología de las planchas 135 San Gil y 151 Charalá. Escala 1:100000. INGEOMINAS. Servicio Geológico Colombiano.
- Restrepo-Pace PA (1995) Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Ph. D. Thesis. University of Arizona, p 195
- Restrepo–Pace, P.A. & Cediel, F. 2010. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. Journal of South American Earth Sciences, 29(4): 764–771. https://doi.org/10.1016/j. jsames.2010.06.002
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., & Cosca, M., 1997, Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas: Earth and Planetary Science Letters, v. 150, no. 3, p. 427–441.
- Restrepo, J. J., & Toussaint, J. F. (2020). Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes. The Geology of Colombia, Servicio Geológico Colombiano.
- Riel, N., Guillot, S., Jaillard, E., Martelat, J.E., Paquette, J.L., Schwartz, S., Goncalves, P., Duclaux,G., Thebaud, N., Lanari, P., Janots, E. & Yuquilema, J. 2013. Metamorphic and

geochronological study of the Triassic El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone. Lithos, 156–159: 41–68. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.005

- Royero, J. 1996. Geológica de la plancha 065, Tamalameque. (Departamentos de Cesar y Norte de Santander). Memoria Explicativa INGEOMINAS, 85 pag. Bogotá.
- Royero, J. M., y Clavijo, J. (2001). Memoria explicativa mapa geológico generalizado Departamento Santander. Ingeominas. Bogotá, 77.
- Royero, J.M y Vargas, R. (1999). Mapa geológico generalizado del departamento de Santander. Ingeominas.
- Sarkarinejad K, Azizi A (2008) Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros thrust system, Iran. J Struct Geol 30:116–136
- Schubert, C., 1969, Geologic structure of a part of the Barinas mountain front, Venezuelan Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 80, no. 3, p. 443–548.
- Shafiei Bafti S, Mohajjel M (2015) Structural evidence for slip partitioning and inclined dextral transpression along the SE San-andaj–Sirjan zone, Iran. Int J Earth Sci 104:587–601
- Shalaby A, Stüwe K, Makroum F, Fritz H, Kebede T, Klotzli U (2005) The Wadi Mubarak belt, Eastern Desert of Egypt: a neoproterozoic conjugate shear system in the Arabian-Nubian Shield. Precambr Res 136:27–50 Shalaby A, Stüwe K, Fritz H, Makrou
- Scotese, C.R., 1999. PALEOMAP Animations 'Paleogeography'. PALEOMAP Project. Department of Geology, University of Texas, Arlington, TX.

- Scotese, C.R., Langford, R., 1995. Pangaea and the Palaeogeography of the Permian. In: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ilmer-Scholle, D.S. (Eds.), The Permian of Northern Pangaea: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy, 1. Springer-Verlag, Berlin, 3–19.
- Solari, L. A.; Ortega-Gutierrez, F.; Elias-Herrera, M.; Schaaf, P.; Norman, M.; de leon, R. T.; Ortega-Obregon, C.; Chiquin, M.; ical, S. M. (2009). U-Pb zircon geochronology of Palaeozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. Geological Society, London, Special Publications, 328(1), 295–313. doi:10.1144/sp328.12
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. & Beate, B. 2014. The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). Gondwana Research, 27(1): 95– 139. https://doi.org/10.1016/j. gr.2014.06.004
- Stern RJ, Johanson PR, Kroner A, Yibas B (2004) Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian shield. In: Kusky TM (ed) Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, pp 95–128
- Stern RJ, Johnson P (2010) Continental lithosphere of the Arabian plate: a geologic, petrologic, and geophysical synthesis. Earth Sci Rev 101:29–67
- Stibane, F., y Forero, A., 1969, Los afloramientos del Paleozoico en la Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander): Geología Colombiana, v. 6, p. 31–66.
- Suárez Díaz, H.G., y Solano, Y.P., 2012, El Paleozoico en los Llanos Orientales de Colombia: Una nueva ventana en la búsqueda de fuentes de hidrocarburos: Revista de la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofisicos del Petróleo, v. 14, p. 8–11.

- Tavarnelli E, Holdsworth RE, Clegg P, Jones RR, McCaffrey KJW (2004) The anatomy and evolution of a transpressional imbricate zone, Southern Uplands, Scotland. J Struct Geol 26:1341–1360
- Talavera-Mendoza, Oscar; Ruiz, Joaquín; Gehrels, George E.; Diana M. Meza-Figueroa; Ricardo Vega-Granillo; María Fernanda Campa-Uranga (2005). U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. 235(3-4), 0–699. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.013
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, J., Mehnert, H.H. & Cebula, G.T. 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. Geological Society of America Bulletin, 85(2): 273–284. https://doi. org/10.1130/0016-7606(1974)85<273:GEOTSN>2.0.CO;2
- Toussaint, J.F., Restrepo, J.J., 1994. The Colombian Andes during Cretaceous times. In: Salfity, J.A. (Ed.), Cretaceous Tectonics of the Andes. Earth Evolution Series. Vieweg and Teubner Verlag, pp. 61–100.
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1996). Mesozoic and Cenozoic accretionary events in the Colombian Andes in ISAG (3rd, 1996, Saint Malo, France). Extended abstract, Saint Malo, France, Orstom, Geosciences Rennes, 513-515.
- Vachard, D., Buitrón, B., Flores de Dios, A., 2004. Guadalupian and Lopingian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data. Geobios 37, 99–115.
- Vachard, D., Fourcade, E., 1997. Foraminifères et algues du Permien du Guatémala. GEOBIOS 30, 745–784. Vai, G.E., 2003. Development of the palaeogeography of Pangaea from Late Carboniferous to Early Permian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 196, 125–155.

- Van der Lelij, R., Spikings, R.A. & Mora, A. 2016a. Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. Lithos, 248–251: 220–239. https://doi. org/10.1016/j.lithos.2016.01.006
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M. & Mora, A. 2016b. Paleozoic 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. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011
- Vargas, H.R., Arias, T.A., Jaramillo, C.L., y Téllez, I.N. (1981). Geología de las planchas 136-Málaga
 y 152-Soatá, cuadrángulo I-13. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras.
 Memoria Explicativa, pp. 1-76.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., & Julio, C., 2007, Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic highpressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Geological Society of America Bulletin, v. 119, no. 9-10, p. 1249–1264.
- Viele GW, Thomas WA (1989) Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt. In: Hatcher RD Jr,
 Thomas WA, Viele GW (eds) The Appalachian–Ouachita orogenic belt in the United States,
 vol. F-2. Geological Society of America, Geology of North America, Boulder, pp 695–728.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A., 2011, Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia: Lithos, v. 125, p. 875–896. doi:10.1016/j.lithos.2011.05.003

- Villarroel, C., Mojica, J., 1987. El Paleozoico Superior (Carbonifero-Permico) sedimentario de Colombia. Afloramintos conocidos y características generales. Geología Colombiana 16, 81– 87.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M. & Peláez, C. 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo–Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21(4): 355–371. https://doi.org/10.1016/j. jsames.2006.07.007
- Ward, D.E., Goldsmith, R., Cruz, J. & Restrepo, H. 1973. Geología de los cuadrángulos H–12
 Bucaramanga y H–13 Pamplona, departamento de Santander. Boletín Geológico, 21(1–3): 132
 p.
- Ward, D.E., Goldsmith, R., Jaime, B., & Restrepo, H.A., 1974, Geology of quadrangles H-12, H-13, and parts of I-12 and I-13, (zone III) in northeastern Santander Department, Colombia: U.S. Geological Survey.
- Ward, D.E., Goldsmith, R., Cruz, J., Téllez, N. & Jaramillo, L. 1977. Mapa geológico de San Gil y Málaga (parte de los cuadrángulos I–12 y I–13), Colombia. Scale 1:100 000. Ingeominas. Bogotá.
- Weber B, Cameron KL, Osorio M, Schaaf P (2005) A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U–Pb zircon ages from the Chiapas massif, Southeastern México. Int Geol Rev 47:509–529.
- Weber, Bodo; Cameron, Kenneth L.; Osorio, Myriam; Schaaf, Peter (2005). A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages

from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. International Geology Review, 47(5), 509– 529. doi:10.2747/0020-6814.47.5.509

- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. International Journal of Earth Sciences 96, 253– 269.
- Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., García–Casco, A., Tobón, M. & 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(4): 805–816. https://doi. org/10.1016/j.jsames.2009.10.00
- Williams, K., 1995, Tectonic subsidence analysis and Paleozoic paleogeography of Gondwana, in A.J. Ankard, R. Suarez Soruco, and H. J. Welsink, eds., Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p. 79–100.
- Ziegler P.A. (1993) Late Palaeozoic Early Mesozoic Plate Reorganization: Evolution and Demise of the Variscan Fold Belt. In: von Raumer J.F., Neubauer F. (eds) Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer, Berlin, Heidelberg. DOI: https://bibliotecavirtual.uis.edu.co:2236/10.1007/978-3-642-84640-3_12
- Zoheir BA (2008) Characteristics and genesis of shear zone-related gold mineralization in Egypt: a case study from the Um El Tuyor mine, south Eastern Desert. Ore Geol Rev 34:445–470
- Zoheir BA (2011) Transpressional zones in ophiolitic mélange terranes: potential exploration targets for gold in the SouthEastern Desert, Egypt. J Geochem Explor 111:23–38