

Proveniencia y transformación diagenética de minerales arcillosos del Maastrichtiano - Paleoceno al norte de Bogotá, Cordillera Oriental de Colombia

Provenance and diagenetic transformation of Maastrichtian - Paleocene Clay Minerals in the north of Bogota, Cordillera Oriental, Colombia

Germán Eduardo Bonilla Osorio ¹, Gustavo Adolfo Sarmiento Pérez ² & Sergio Gaviria Melo ²

¹Mining Business and Exploration Ltda. (MIBEX), Carrera 74^a No. 52b-52. Bogotá-Colombia, gebonilla@mibexltda.com

²Departamento de. Geociencias, Universidad Nacional de Colombia Sede Bogotá, Carrera 45 No 26-85 – Edificio 224, Bogotá-Colombia, gasarmientop@unal.edu.co; sgaviriam@unal.edu.co

Germán Eduardo Bonilla Osorio, Gustavo Adolfo Sarmiento Pérez & Sergio Gaviria Melo (2011): Proveniencia y transformacion diagenetica de minerales arcillosos Del Maastrichtiano - Paleoceno al norte de Bogotá, Cordillera Oriental de Colombia. GEOLOGÍA COLOMBIANA, Edición Especial, 36 No. 1, pp 179-196

Manuscrito recibido: 10 de julio 2011; aceptado: 9 de agosto 2011

Resumen

La parte superior del Grupo Guadalupe y la Formación Guaduas (Maastrichtiano – Paleoceno inferior), registran progresivamente el último evento regresivo del mar Cretácico en Colombia. En el área de Tausa - Sutatausa - Samacá, al norte de Bogotá, se observa durante este intervalo un progresivo cambio de ambientes sedimentarios que evolucionan desde sistemas de mar somero (Formación Labor y Tierna), isla barrera - laguna costera – pantano costero (parte inferior de la Formación Guaduas), sistemas fluviales bajos con pantanos costeros, canales de ríos, llanuras aluviales y esporádicas manifestaciones de la influencia costera (parte media y superior de la Formación Guaduas). Cada uno de estos cambios tiene efectos sobre las variaciones litológicas del registro sedimentario y en particular sobre los minerales arcillosos. Con el soporte de la mineralogía se pudo comprobar que la fuente inicial de materiales procedente del Macizo de Guyana cambió durante este intervalo. La proveniencia de los aportes desde la ancestral Cordillera Central se pone en evidencia a partir del límite Cretácico – Terciario dentro de la Formación Guaduas.

La identificación de los minerales arcillosos que se efectúa mediante difracción de rayos X, constituye un aporte singular para la caracterización de los procesos sedimentológicos. Las caolinitas mal cristalizadas de la parte inferior de la secuencia son heredadas de suelos sometidos a intensos procesos de meteorización. La exposición subaérea de las rocas del Escudo de Guayana durante largos períodos de tiempo, en condiciones de estabilidad geotectónica, explican este fenómeno. El cambio de fuente se registra por la aparición de caolinitas con diversos grados de cristalinidad, lo que refleja procesos de meteorización y transporte más dinámicos y variados que ocurrían durante el levantamiento de la ancestral Cordillera Central. Lo anterior está soportado adicionalmente en la aparición de illitas con alto grado de cristalinidad características de la parte superior de la secuencia y que no se encuentran en la parte inferior, lo cual se interpreta como un indicador de cambios de procedencia debido al aporte de minerales heredados de rocas con bajo grado de metamorfismo, comunes en la Cordillera Central.

La presencia de minerales interestratificados illito – esmectíticos, el grado de cristalinidad de illitas y la variabilidad de este parámetro en ciertos niveles de la sección estratigráfica, son algunas de las respuestas de los minerales arcillosos a los efectos diagenéticos.

Palabras clave: Maastrichtiano - Paleoceno, mineralogía de arcillas, IC illitas, diagénesis, proveniencia

Abstract

The upper zone of the Guadalupe Group and the Guaduas Formation (Maastrichtian - Lower Paleocene) recorded progressively the last regressive event of the Cretaceous Sea in Colombia. On the area of Tausa - Sutatausa – Samacá, north of Bogotá, it is observed during this time period a progressive change of sedimentary settings that evolve from shallow-sea systems (Labor and Tierna Formation), barrier island – coastal lagoon – coastal swamp (bottom of Guaduas Formation), lower river systems with coastal swamps, river channels, alluvial plains and sporadic manifestations of the coastal influence (middle to top of Guaduas Formation). Each one of these changes could affect the lithological variations of the sedimentary records and particularly the clayey materials. Supported on the mineralogy, it was proved that the initial source of materials coming from the Guiana Massif changed during this time period. The provenance of the contributions from the ancient Central Range is evident from the limit between the Cretacic and the Tertiary within the Guaduas Formation.

The identification of the clay minerals which is carried out by X-ray diffraction constitutes a special contribution for the characterization of sedimentological processes. The poorly crystallized kaolinites from the bottom of the sequence are inherited from soils subdued to intense weathering processes. The sub-aerial exposition of the rocks of the Guiana Shield for long periods of time in conditions of geotectonic stability explains this phenomenon. The change of the source is recorded by the appearance of kaolinites with several degrees of crystallinity, which shows weathering processes and more dynamic and mixed transport that occurred during the orographic lifting of the ancient Central Range. The previously mentioned is supported as well on the appearance of illites with high degree of cristallinity which are characteristic of the upper zone of the sequence and are not found on the bottom of it, which can be interpreted as an indicator of changes of the source due to the contribution of minerals inherited from rock with low degree of metamorphism, typical on the Central Range.

The presence of illite – smectite interlayered minerals, the degree of crystallinity of the illites and the variability of this parameter on certain levels of the stratigraphic section are some of the responses of the clay minerals to diagenetic transformation.

Keywords: Maastrichtian - Paleocene, clay mineralogy, Illite Crystallinity Index, diagenesis, provenance

INTRODUCCIÓN

La Formación Guaduas es una unidad característica de la Cordillera Oriental, por asociar mantos de carbón, económicamente explotables. La localidad de referencia principal en Sutatausa es donde se presenta el mayor espesor estratigráfico (1100 m). En esta zona su techo está menos erosionado por la discordancia que se desarrolla por la unidad suprayacente o Formación

Cacho. La Formación Guaduas fue depositada durante el Maastrichtiano Tardío y el Paleoceno Temprano y las Formaciones Cacho y la parte inferior de Bogotá corresponden al Paleoceno Tardío (Sarmiento, 1994).

La base de la Formación Cacho, constituye una superficie de erosión que se desarrolla como una paraconformidad (Sarmiento 1994; Guerrero & Sarmiento 2000). La

coetaneidad de esta discordancia sustentada en el isocronismo de las unidades suprayacentes, está asociada al choque de la Placa Pacífica y por lo tanto a la conformación de la Ancestral Cordillera Occidental (Nivia 1999), y por lo tanto a los procesos de levantamiento de la ancestral Cordillera Central (Gómez et al. 2003, 2005). Es un conjunto conformado por dos sucesiones arenitas gruesas a conglomerados granulares con una parte intermedia de lodolitas varicoloreadas, que aflora en la parte central de la Cordillera Oriental.

En las rocas predominantemente arcillosas de la Formación Guaduas se presentan cambios mineralógicos importantes, los cuales están afectados por las tres principales variables propias de los sedimentos finos: medios de depósito, proveniencia y procesos diagenéticos.

La utilización de métodos analíticos de precisión como la DRX, constituye un sólido soporte a las interpretaciones realizadas sobre las unidades arcillosas. En este artículo se presentan nuevos datos mineralógicos que aumentan el grado de certeza de los modelos geológicos propuestos y se discuten las ventajas de la implementación de técnicas de medición y correlación aplicadas al estudio de los minerales arcillosos.

MARCO MINERALÓGICO

Las arcillas constituyen fases mineralógicas importantes de suelos, sedimentos no consolidados y rocas sedimentarias. Informan sobre los procesos que han ocurrido durante la exposición de rocas de diferente origen, el transporte de los productos de meteorización, las condiciones del medio de depósito de los sedimentos y las transformaciones termodinámicas resultantes del enterramiento por diagénesis y metamorfismo.

Efecto diagenético del enterramiento en los interestratificados illita/esmectita (I/Sm)

Las arcillas sufren modificaciones en su estructura por efecto del enterramiento y en consecuencia del aumento de las condiciones de presión y temperatura, dando origen a minerales más complejos, en los cuales puede existir más de un tipo de estructura básica. Si las estructuras se repiten de manera ordenada, se producen

interestratificados regulares con espaciado basal igual a la suma de cada uno de los planos individuales. Por ejemplo, las estructuras 10-14 Å illito-esmectíticos, conocidas con el nombre de Reichweita (Moore & Reynolds 1997), revisten un especial interés por su aplicación en el reconocimiento de las condiciones de enterramiento en ambientes sedimentarios. Tienen un espaciado basal (001) de 24 Å, y el valor d del plano (002) es de 12 Å.

Las esmectitas inicialmente formadas o transportadas, sufren transformaciones en los procesos de enterramiento, con la consecuente pérdida de cationes interlaminares hidratados, que son reemplazados por potasio procedente de las soluciones acuosas (Meunier 2005). Por lo tanto, las esmectitas presentan una tendencia a la transformación progresiva a illitas conforme aumenta el enterramiento. (Figura 1).

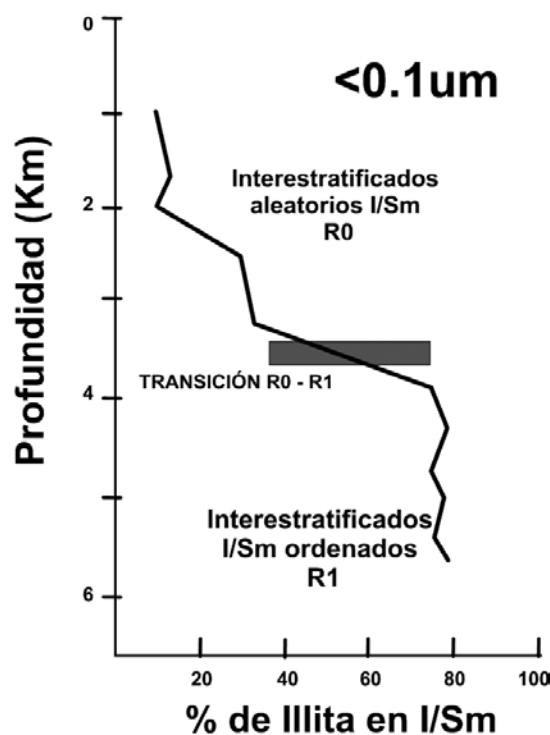


Figura 1. Variación en las relaciones illita/esmectita (I/S) en los interestratificados y transformación de la reichweita R0 irregular a R1 regular vs profundidad Meunier (2005).

Otro de los parámetros ligados directamente con el enterramiento es el índice de Küber (IK), que mide el incremento en el grado de cristalinidad de la illita por la

forma y agudeza del pico de difracción correspondiente al plano (001) a 10 Å (Galán 2006; Drits et al. 1997).

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

Grupo Guadalupe

Un afloramiento continuo del Grupo Guadalupe se encuentra en el área del Boquerón de Tausa. La parte inferior son cuarzoareniscas fosilíferas cementadas y biomicritas a lodoletas fosilíferas silicificadas en las que los procesos diagenéticos han actuado intensamente (Sarmiento Orjuela, 2010). El contacto con la Formación Plaeners se reconoce a partir de un grueso paquete de capas de lodoletas oscuras con variable cantidad de microfósiles y se desarrolla como un conjunto de sucesiones granocrecientes de lodoletas hasta arenas finas (Föllmi et al. 1992). En la parte media sobresalen 25 m de biomicritas y lodoletas fosilíferas silicificadas (llamadas líticas por su partición prismática). En el segmento superior aumenta progresivamente la frecuencia de lodoletas hasta arenas finas al inicio de los conjuntos granocrecientes (Föllmi et al. 1992; Leyva 2005).

La parte superior del Grupo Guadalupe o Formación Labor y Tierna es predominantemente arenosa. Contrastó ampliamente en la morfología porque define fuertes escarpes. Son también conjuntos granocrecientes de lodoleta a arenas de grano medio y ocasionalmente grueso. En este intervalo se colectaron dos muestras de lodoletas para la identificación de los minerales arcillosos. Leyva (2005), realiza la petrografía de 7 secciones delgadas distribuidas dentro de la unidad y corresponden a cuarzoarenitas medianas a gruesas, con sobrecrecimiento y sílice microcristalina como cemento. En los intervalos más finos hacia la parte inferior, se reconocen microfósiles parcialmente silicificados, sideritizados o disueltos.

Formación Guaduas

La Formación Guaduas está constituida por una espesa columna de 1100 m de lodoletas, arenas y mantos de carbón. Hacia la base las lodoletas son gris oscuras y en el techo predominan las lodoletas varicoloreadas de tonos grises, rojizos y violáceos. Las arenas pasan de arenas

de cuarzo a litoarenitas en la parte superior (Sarmiento 1992a). La edad de la unidad es Maastrichtiano Tardío – Paleoceno Temprano con base en palinomorfos comunes a lo largo de la sucesión (Van der Hammen 1958; Sarmiento 1992b), edad consistente con la identificada en otras áreas de la Cordillera Oriental (Guerrero & Sarmiento, 1996; Sarmiento & Guerrero, 2000).

Los cambios litológicos son controlados por variaciones relativas del nivel del mar (fig. 3), de los cuales se reconocen cuatro episodios transgresivos (Sarmiento 1992a 1994b), responsables del establecimiento de las amplias áreas pantanosas, que dieron origen a los mantos de carbón, identificados en Sarmiento (1992a, 1994). Se destaca la superficie transgresiva al límite con la Formación Labor y Tierna, y que caracteriza el claro contraste morfológico entre arenas de frentes de playa y las lodoletas de la base de la Formación Guaduas de mar abierto proximal, con una amplia variedad de foraminíferos y de fitoplancton de origen marino (Sarmiento 1992a y 1992b, 1994; Guerrero & Sarmiento 1996; Guerrero et al. 2000; López 2009; Monsalve 2009; Delgado 2009). Las superficies que marcan las correspondientes caídas del nivel del mar no presentan un contraste litológico evidente, pero se caracterizan por el desarrollo de espesos conjuntos de lodoletas varicoloreadas de llanuras aluviales y facies granodecrescentes de canales meandríticos.

Una síntesis sobre la sedimentología de la Formación Guaduas es tomada de Sarmiento (1992a, 1994) y de observaciones del segundo autor según su división en segmentos litológicos. A partir del contacto neto con las arenas medias del tope del Grupo Guadalupe, se inicia la acumulación de las lodoletas del segmento 1, en las que progresivamente aumenta el contenido de lentes de arena y de materia orgánica indicando la proximidad del frente costero y de las llanuras de marea. El segmento 2 en la base contiene arenas de cuarzo de grano medio muy limpias que representan las facies de isla de barrera. Sobre las arenas se tiene un conjunto de lodoletas con laminación plana paralela, a veces afectada por bioturbación y con abundante materia orgánica finamente fragmentada, acumulada en un típico “lagoon”. Este segmento contiene los primeros mantos de carbón y lodoletas carbonosas que evidencian pantanos costeros. El segmento 3 contrasta por el predominio de arenas canaliformes correspondientes a un sistema fluvial y hacia el techo del segmento, estructuras como marcas de corriente, rizaduras, turboglifos y laminación plana

paralela en un grueso paquete de arenitas (6 metros) marcan el segundo evento transgresivo caracterizado por el restablecimiento de la isla barrera. En el segmento 4 se depositan lodolitas de “lagoon”, lodolitas carbonosas y mantos de carbón de áreas pantanosas frecuentemente afectados por la influencia de la dinámica costera. En este segmento las áreas intermareales y de pantanos, están representadas en arenitas con flaser de lodo, lodolitas con laminación lenticular y lodolitas con alto contenido de materia orgánica y carbón.

El segmento 5 contiene lodolitas de color azul-verdoso de llanuras aluviales bajas. En este segmento palinológicamente se propone la ocurrencia del límite Cretácico – Terciario (Sarmiento 1992b), y en él se detectan comportamientos anómalos con los minerales de arcilla. A partir de este intervalo se inicia el primer conjunto de lodolitas varicoloreadas de paleosuelo de llanura aluvial con arenitas de cuarzo granodecreciente de río meandrífico, en el techo.

Lodolitas con buena preservación de materia orgánica, marcan el inicio del segmento 6, en el cual se presenta, la tercera superficie de inundación. Son arenitas con flaser de lodo, lodolitas y arenitas con estratificación ondulosa, lodolitas con laminación lenticular y mantos de carbón. Las facies descritas definen el retorno a llanuras de lodo y pantanos costeros. Esta franja se desarrolla a lo largo de todo el sinclinal de Checua-Lenguazque (Sarmiento 1994). El abundante contenido de materia orgánica determina una notoria diferencia con las lodolitas del segmento 7, que se dan a partir grueso conjunto de lodolitas varicoloreadas. Hacia el techo del segmento se reconoce la cuarta superficie transgresiva a partir de un contacto erosivo sobre la que se presentan arenitas con flaser de lodo, lodolitas y arenitas con estratificación ondulosa. Estas facies recurrentes del sistema llanura mareal - pantanos costeros representan el último ingreso de la dinámica costera, que se refleja a nivel de todo el Sinclinal de Checua – Lenguazque (Sarmiento 1994). Como en los casos anteriores se reconocen, pero con mucho menos importancia, lodolitas y carbonos de áreas de pantanos costeros.

Los segmentos 8 y 9 representan ríos meandriformes (arenitas granodecrecientes) y llanuras aluviales (lodolitas varicoloreadas) hasta el contacto erosivo con la Formación Cacho. El conjunto continuo lateralmente de litoarenitas volcánicas metamórficas algo feldespáticas

del segmento 8, demuestra que las áreas de aporte de este nivel, provienen de la ancestral Cordillera Central. La inversión de la sedimentación además marca la colmatación final de la cuenca y el contacto con la Formación Cacho el primer evento tectónico de gran magnitud del Paleógeno, relacionado al origen a la ancestral Cordillera Occidental y al levantamiento de la Cordillera Central (Nivia 1999; Gómez et al. 2003).

La petrografía de 16 secciones en arenitas de la Formación Guaduas (Parra, 2005; Calderón, 2008), demuestran que los niveles inferiores son cuarzoarenitas mientras los superiores sublitoarenitas. La proporción de matriz tamaño limo es mayor, el cemento microcristalino es abundante en los niveles inferiores pero progresivamente desaparece y hacia el tope es posible observar cemento ferruginoso y caolín. Los fragmentos líticos (metamórficos, volcánicos y sedimentarios) y plagioclasas, sustentan el cambio en las áreas fuente de estos sedimentos.

Formación Cacho

En el área de Samacá y en continuidad estratigráfica desde las localidades de Tausa y Sutatausa, aflora la Formación Cacho en contacto fuertemente erosivo sobre lodolitas varicoloreadas de la Formación Guaduas conformando tres segmentos. El primero de 30m de gruesas capas de areniscas gruesas a conglomerado granular con estratificación cruzada a gran escala y escasas intercalaciones de lodolitas y arenitas de grano fino. El segundo segmento tiene 20 m de espesor, constituidos arcillolitas varicoloreadas y arenitas de grano medio y localmente conglomerática, con laminación ondulosa y estratificación cruzada a pequeña escala. El tercero son 70 m de arenitas muy gruesas y friables de colores amarillo y rojizo separadas por capas parcialmente erosionadas de lodolitas varicoloreadas. Los medios sedimentarios corresponden a sistemas fluviales de alta energía de ríos trenzados provenientes de la Ancestral Cordillera Central (segmento 1), intercalados con llanuras aluviales de amplio desarrollo de paleosuelos con ríos meandríficos (segmento 2) y un nuevo desarrollo hacia el tope (segmento 3) donde se restablecen las condiciones de alta energía.

Análisis petrográficos en areniscas de la Formación Cacho dieron sublitoarenitas y litoarenitas volcánicas metamórficas (Calderón, 2008). La edad de la unidad es Paleoceno tardío con palinología. Los palinomorfos corresponden a los de la Formación Socha Inferior de

Boyacá (Pardo & Roche, 2009) y del Pidemonte Llanero (Sarmiento & Guerrero 2000)

MATERIALES Y MÉTODOS

Localización

El área de estudio se localiza al Norte de Bogotá, sobre el Flanco Occidental del Sinclinal de Checua - Lenguazque (Blanco et al. 1977; Mc Laughlin & Arce 1975; Montoya & Reyes 2003), con eje orientado al NE, como es tendencia estructural de la zona.

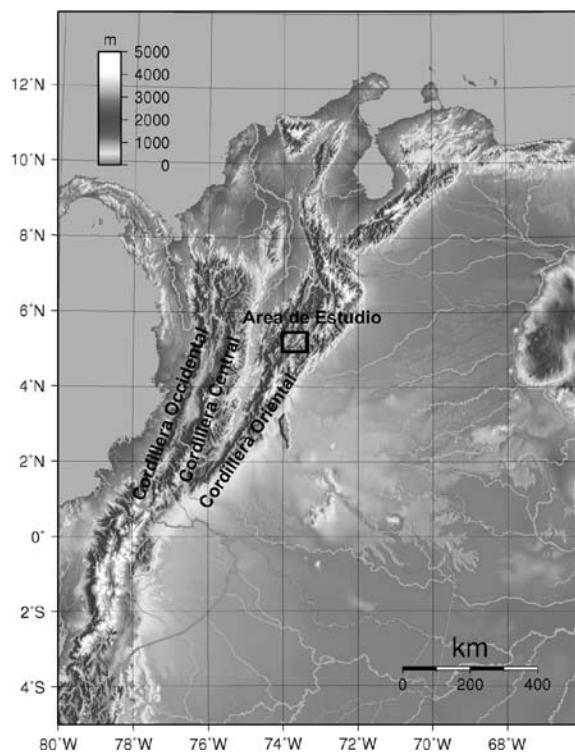


Figura 2. Mapa de Localización del área de estudio. Las secciones corresponden al Gr Guadalupe en el Boquerón de Tausa y Fm Guaduas en Sutatausa

Sobre la vía Bogotá - Zipaquirá – Ubaté en el Boquerón de Tausa se tiene un amplio afloramiento de las unidades del Grupo Guadalupe. Partiendo de Tierra Negra a 5 km por la vía secundaria que lleva a las Peñas del Boquerón de Sutatausa, zona de explotación carbonífera, la Formación Guaduas tiene una excelente exposición desde la base hasta el techo. El afloramiento estudiado de la Formación Cacho se encuentra situado más al noreste sobre el Río Gachaneca, vía al Páramo de Teatinos en el Municipio de Samacá.

Criterios para la toma de muestras

Cuatro conjuntos de lodoletas pueden ser caracterizados por sus minerales arcillosos en la Formación Guaduas: Un conjunto I o de lodoletas gris oscuras con tenue laminación plana paralela y lentes muy delgados de arenita muy fina, aflorante en la parte inferior de la unidad. Un conjunto II de lodoletas con abundante materia orgánica y mantos de carbón que predomina en la parte media. Un conjunto III de lodoletas grises, azuladas que generalmente suprayacen las del conjunto II con desarrollo principal hacia la parte media y superior de la formación. Finalmente, el conjunto IV se caracteriza por lodoletas varicoloreadas (verdosas, rojizas y violáceas) que forman principalmente la parte superior de la Formación Guaduas. Las 64 muestras tomadas en este estudio fueron debidamente localizadas a lo largo de la sección (Figura 3) de la Formación Guaduas en posiciones estratigráficas de gran importancia debido al conocimiento sedimentológico previo, sumado a esto, se tomaron muestras en las lodoletas de la Formación Arenisca Labor y Tierna y en la Formación Cacho con el objeto de tener una comparación paleoambiental y diagenética.

Análisis por difracción de Rayos X

La organización laminar de los minerales arcillosos, es propicia para el estudio de las estructuras y su caracterización por DRX. Se aprovecha la diferencia de espesor de las láminas para reconocer las diferentes familias ($d\text{\AA}$), la respuesta a tratamientos de incorporación de moléculas o cationes en las interláminas y el comportamiento de las estructuras por efecto de calentamiento a diferentes temperaturas. Las muestras fueron preparadas y analizadas en los Laboratorios de Gmas Ltda., donde se utilizaron los equipos de análisis por difracción de rayos X siguiendo la metodología propuesta por Thorez (1976), con algunas modificaciones de menor grado como la reducción en el tiempo de secado a la mitad, en una habitación con humedad del 40% y temperatura de 22°C.

Identificación de minerales arcillosos en lámina orientada (N, EG, 500)

El análisis DRX de cada una de las distancias interplanares en la muestra natural (N), proporciona la información necesaria para la identificación de los minerales arcillosos; los tratamientos de saturación con etilen-glicol (EG), o

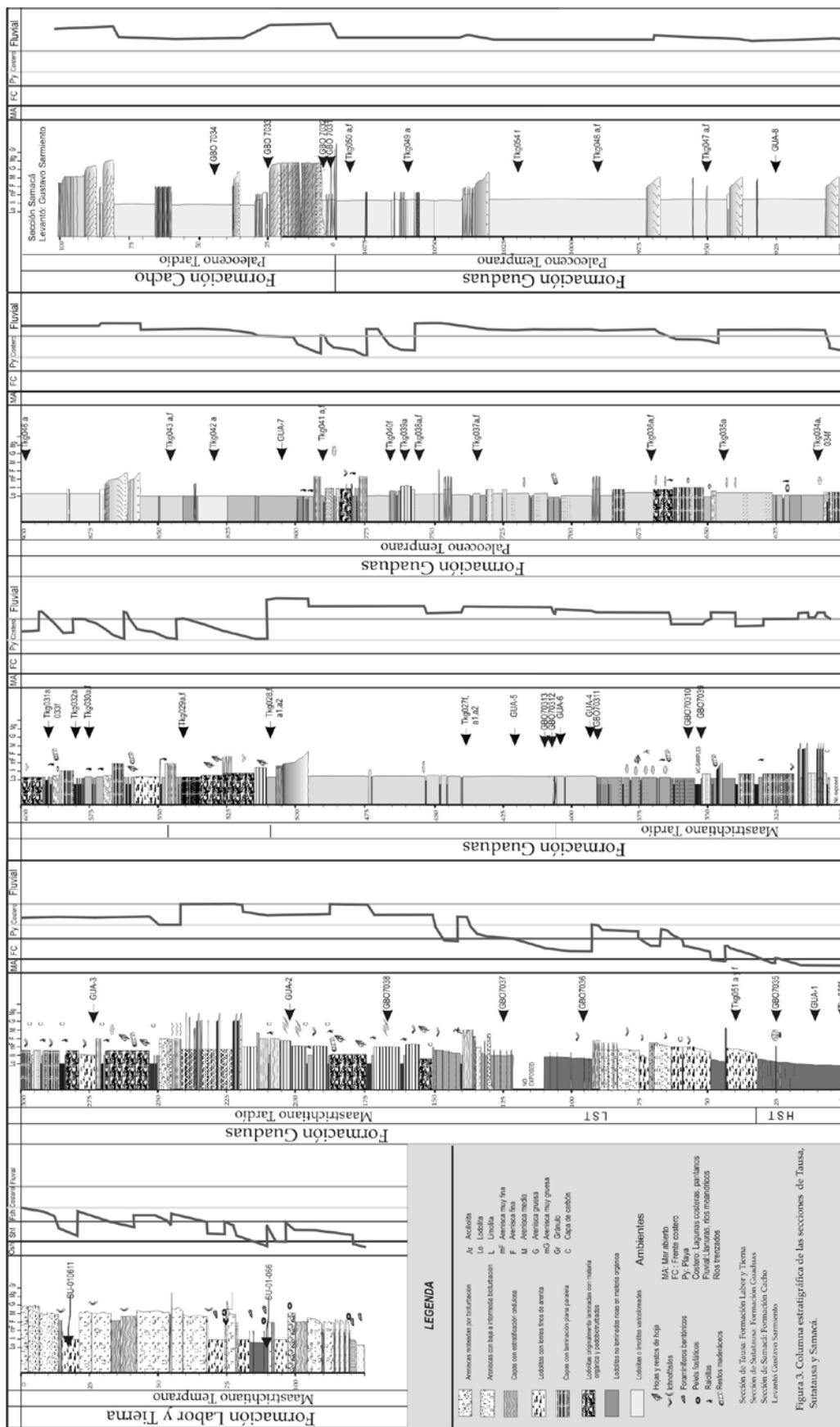


Figura 3. Columna estratigráfica y localización de las muestras analizadas

con cationes, y la calcinación a 500° C, modifican de manera particular las distancias interplanares de cada especie arcillosa. Los comportamientos generales de interpretación según los tratamientos (N-EG-500°) en distancias interplanares se presentan así: caolinita (7.17-7.17-__), illita (10.1-10.1-10.1), clorita (14.1-14.1-13.9), vermiculita(14-14-10), esmectita (14.5-17.5-10) y la reichweita (12.5-13.3-10.1).

Identificación del tipo de estructura interestratificada

Moore & Reynolds (1997), hacen referencia al análisis de los interestratificados en donde las proporciones de illita y esmectita se pueden semicuantificar dependiendo de la posición de la segunda reflexión del pico de esmectita (002) entre 9 y 10° 20 en el espectro de difracción de rayos X del tratamiento con muestra saturada con etilen glicol (EG). Esta posición estará en función de la cantidad de illita presente en el interestratificado y a su vez relacionada directamente con las condiciones de enterramiento de la roca.

Índice de cristalinidad (IC) de illitas

El índice de cristalinidad de las illitas (IC) está dado por la forma y el ancho del pico de difracción de 10 Å, medido a la mitad de la altura (Full Width at Half Maximum - FWHM). Para poder calibrar las mediciones del índice de cristalinidad (IC) en la escala internacional (*Cristalinity Index Standard, CIS*), propuesta por Warr & Rice (1994), se trataron los mismos patrones de referencia suministrados por los autores. Se aplicaron idénticos procedimientos de preparación de las muestras descritos en ese estudio. Con los valores obtenidos de IC para cada uno de los patrones se procedió a calcular la ecuación de regresión para el difractómetro *Bruker D8 Advance* utilizado en los laboratorios de Gmas Ltda., se obtuvo una curva de ajuste de la forma CIS = 1.103x + 0.03 Δ²θ, R: 0.9924, donde X es el valor de cristalinidad medido en el laboratorio.

Las muestras patrón corresponden a 6 rocas metapelíticas del cinturón metamórfico de muy bajo grado de Variscan Belt al norte de Cornwall, SW de Inglaterra, donde los patrones del metamorfismo están bien definidos (Warr & Rice 1994). Se presentan dos estándares diagenéticos de estratos del Carbonífero superior, el primero (SW1) proviene de un área con altos valores de índice de cristalinidad (IC), y el segundo (SW2) de

un estrecho límite diagénesis – anquizona. La muestra correspondiente a la anquizona (SW4) es de estratos del Devónico medio y el estándar epizonal (SW6) proviene de rocas del Devónico superior.

Análisis químico por FRX

El análisis químico se realizó por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X, , utilizando el equipo MagixPro PW-440 Philips de la Universidad Nacional. En esta aplicación, en la ecuación de Bragg (n λ = 2d senθ) el valor d está fijado en el equipo por cristales analizadores que permiten detectar las radiaciones X λ características de cada uno de los elementos, a partir del sodio, y cuantificar su contenido en la muestra de acuerdo con las intensidades de las señales producidas.

RESULTADOS

Identificación de minerales por DRX

En la Figura 4 se presentan como ejemplo, una serie de difractogramas de la Formación Guaduas. El eje horizontal indica el valor en grados 2θ (o el valor d en Å para cada pico de difracción) y en el eje vertical las intensidades respectivas.

Los minerales arcillosos que constituyen los componentes principales de las lodoletas analizadas a lo largo de la sección estudiada son: caolinita, identificada por los planos (001) y (002) con valores d de 7.1 y 3.57 Å en la muestra natural y en el tratamiento con etilen-glicol, picos que desaparecen por destrucción de la estructura al calentar a 500°C, illita, identificada por los planos (001), (002) y (003) a 10, 5 y 3.3 Å respectivamente, que no se modifican bajo ninguno de los tratamientos. Interestratificado illita/esmectita (I/Sm) que se define preliminarmente por un hombro o una banda de difracción entre 10 y 14 Å, clorita y vermiculita presentes eventualmente en la sección estratigráfica en menor proporción, se reconocen por el plano (001) a 14 Å con los tratamientos aplicados. Este pico no se modifica si el mineral es clorita, pero colapsa a 10 Å al calentar si el mineral es vermiculita. Adicionalmente se encontró que todas las muestras contienen proporciones variables de cuarzo en la fracción arcilla, que se caracteriza por los picos a 4.26 y 3.33 Å.

Adicionalmente se realizó la medida del FWHM para el pico de 7Å de la caolinita (001), teniendo en cuenta

los conceptos de cristalinidad y las propiedades únicas de la caolinita sobre los otros minerales presentes en la sección; además, para la toma de la medida del FWHM, se consideró la simetría del pico de 7 Å y se realizó la deconvolución de dicho pico con el fin de obtener una medición del mineral, aislando la influencia de otros minerales que generen superposición de picos como la señal (002) de la clorita. Los resultados obtenidos muestran una gran variedad en las medidas de cristalinidad de los minerales de caolinita presentes en cada muestra analizada.

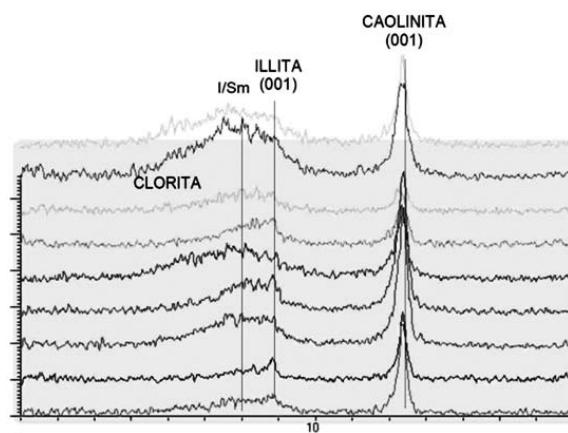


Figura 4. En la figura se presentan los difractogramas correspondientes a un segmento de la sección estudiada, nótese la consistencia en la mineralogía con ocasionales apariciones de minerales secundarios como la clorita.

Relación I/Sm en el interestratificado y determinación del Índice de Kübler (IK)

Con el fin de correlacionar las características de los minerales de arcilla producto de los procesos de enterramiento a que estuvo sometida la sección estudiada, se realizaron las medidas de las segundas reflexiones (002) en los espectros saturados con etilenglicol, para determinar la proporción de illita en los interestratificados (I/Sm) y la relación directa con el grado de ordenamiento de cada interestratificado ($R = \text{Reichweite}$). Los resultados obtenidos indican que la mayor parte de la secuencia contiene interestratificados regulares tipo R1, aunque se evidencia una disminución del ordenamiento en la parte media y la aparición de interestratificados irregulares tipo R0 en la parte superior. A la inversa, el porcentaje de illita en el interestratificado,

aumenta desde 40 hasta 85% de arriba hacia abajo de la secuencia (Figura 6).

Otro de los parámetros ligados directamente con el enterramiento es el índice de Kübler (IK), el cual fue medido en el pico de 10 Å en la fracción natural orientada y corroborado en la fracción saturada con etilen glicol (EG). El índice de Kubler se correlaciona positivamente con el índice de cristalinidad estandar (CIS) pues ambos parámetros obedecen al incremento en el ordenamiento cristalino de las illitas que resulta a medida que aumentan los parámetros termodinámicos (P,T).

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Transformación de esmectitas por enterramiento

Los resultados demuestran (Figura 6) que la mayoría de las muestras de la sección presentan un ordenamiento del tipo **R1** predominantemente a la base, con porcentajes de Illita en los interestratificados I/Sm mayores al 70%. En las muestras correspondientes a la formación Cacho (GB07031 a GB07034) de la parte superior de la secuencia, el interestratificado es irregular, con un ordenamiento de tipo **R0**. Un ejemplo de la respuesta al tratamiento EG es la muestra TKg-048f que contiene Reichweita del tipo R1 con la posición del plano (002) en 9.47 Å.

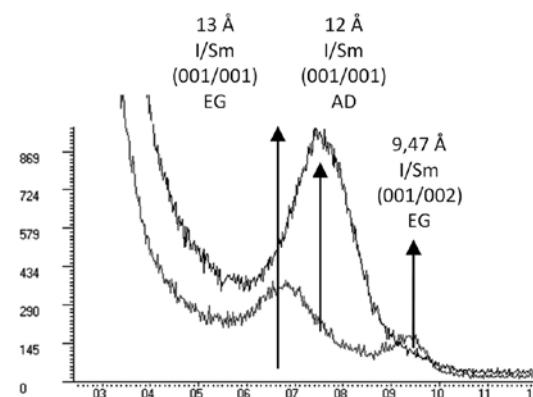


Figura 5. Muestra TKg 048f característica de un interestratificado illita/esmectita (I/Sm) donde se evidencia la aparición de la segunda reflexión constructiva de la fracción esmectítica (pico de 9,47 Å en EG).

El grado de ordenamiento medido en los interestratificados I/Sm, los porcentajes de illita en los I/Sm, muestran que la sección estudiada va desde la zona de transición con ordenamiento tipo R0 aleatorio en los interestratificados hasta ordenamientos de tipo R1, los cuales están asociados a transiciones desde finales de la diagénesis temprana hasta las primeras etapas de la diagénesis tardía (Figura 6). A diferencia de los interestratificados irregulares del tipo R0 en donde los minerales de illita y de esmectita se distribuyen de manera aleatoria a lo largo de la estructura, la organización de tipo R1 muestra además un contenido de illita superior al 60% del total de la estructura, como respuesta a la inserción de potasio interlaminar en láminas de esmectita ocurrido durante los procesos de diagénesis. En la parte media de la sección el grado de ordenamiento es menor, transición entre R0 y R1, lo que da una equivalencia de máximo enterramiento cercano a los 3 Km (Drits et al. 1997).

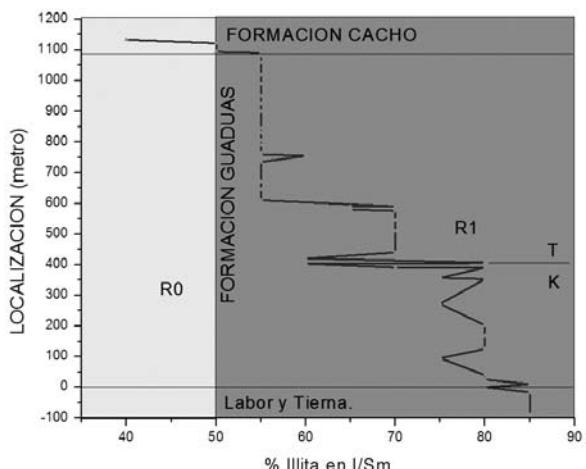


Figura 6. Correlación entre los datos medidos y la posición estratigráfica de las muestras en la sección de Sutatausa para la formación Guaduas.

Control químico de la transformación de Esmectita a Illita

Con base en los resultados obtenidos sobre 10 muestras correspondientes a la sección mediante análisis químico por fluorescencia de rayos X, se encontró que los porcentajes de potasio expresado como K_2O aumentan en relación directa con la profundidad, resultando coherente con lo propuesto por Hower et al. (1976) respecto a las reacciones de trasformación Esmectita \rightarrow Illita en los interestratificados I/Sm por efectos de enterramiento. Las láminas esmectíticas pierden cationes interlaminares

hidratados que son reemplazados por cationes potasio. Lo anterior hace que el espesor d de las láminas colapse y pase de 14 a 10 Å. Entre mayor es el enterramiento, la mayor inserción de potasio genera más láminas de illita lo que se refleja en la tendencia en la composición química que se observa en la Figura 7.

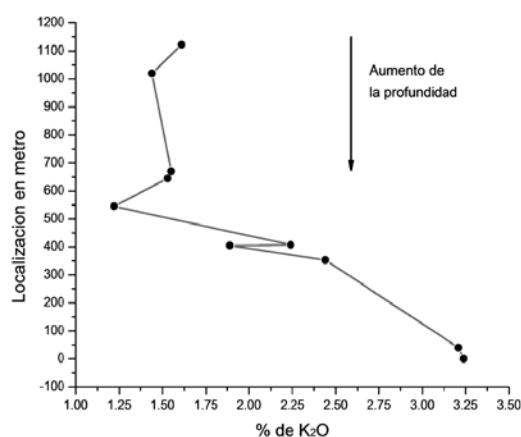


Figura 7. Porcentajes de óxido de potasio en relación a la profundidad, sobre 10 muestras de la sección mediante fluorescencia de rayos X.

Análisis de cristalinidad de Illitas por diagénesis

Para la determinación de las condiciones diagenéticas que afectaron la sección estudiada durante su historia de enterramiento, se utilizó el concepto de grado de cristalinidad o índice de cristalinidad. Se asume que a medida que aumenta la profundidad los parámetros de la red cristalina en cierto tipo de minerales se ven mejorados como una tendencia hacia la forma cristalina ideal, producto de los cambios de presión y temperatura; este es el caso de los cristales de Illita y su relación en profundidad respecto a la esmectita (Warr & Rice 1994).

Desde la diagénesis temprana hasta la diagénesis tardía y su paso al metamorfismo de muy bajo grado, las relaciones en la zona de los interestratificados ($5 - 11^\circ\text{C}$) entre las cantidades de illita (10 Å) y esmectita (14 Å) varían respecto al enterramiento, a mayor profundidad, mayor es la proporción de illita en el interestratificado y viceversa. Debido a que en los difractogramas, la zona de interestratificados se muestra como un solo pico compuesto, en donde realmente coexisten tres o más especies minerales, resulta difícil la determinación de

los parámetros para establecer el grado de cristalinidad de manera precisa. Por ende, se procedió a realizar una deconvolución matemática en donde teniendo en cuenta parámetros como la deformación cristalina y el tamaño del cristal, se puede manejar una aproximación a la forma ideal del pico correspondiente a cada mineral bajo la banda a 12 Å. La banda de 12 Å corresponde a la segunda reflexión de la suma de estructuras en el interestratificado illita/esmectita (I/Sm) $10\text{ \AA} + 14\text{ \AA} = 24\text{ \AA}/2 = 12\text{ \AA}$.

La función Voigt es la mejor función para describir los perfiles experimentales; esta resulta difícil de incorporar en los programas que ajustan los perfiles y esta función en especial no se encuentra en los programas en uso actual. Buenos resultados han sido obtenidos por la función llamada Pseudo-Voigt (PSV), que resulta de una superposición aditiva de parámetros Gaussianos (G) y Lorentzianos (L) con un parámetro fraccional η relacionando el radio de la intensidad del pico de G y L (Will, 2006):

$$\text{PSV} = G + \eta L$$

Los valores a obtener para definir las condiciones de enterramiento corresponden al ensanchamiento del pico a la altura media del mismo (FWHM), para llegar a esta medida se utilizó la función Pseudo-Voigt (Figura 8bFigura 818).

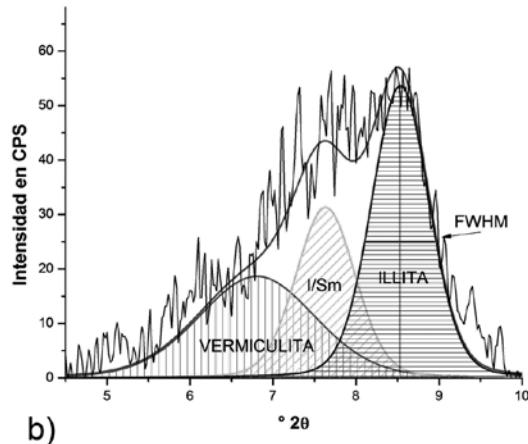


Figura 8. b) Espectro tratado con la función Pseudo-Voigt (ajuste linear en rojo), en donde se muestra la deconvolución del espectro en los picos asociados a los minerales presentes y a su vez la medida del FWHM para el pico de Illita.

Las medidas que se tuvieron en cuenta para el cálculo de los IC se realizaron en las muestras orientadas y se confirmaron los FWHM equivalentes en las muestras

saturadas con Etilen Glicol, lo que dio una excelente correlación de 0.938 (Figura 9Figura 929).

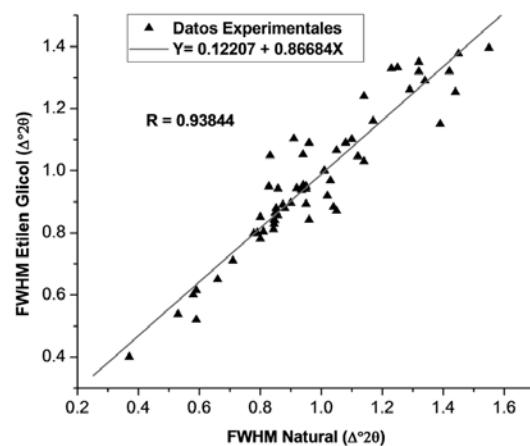


Figura 9. Correlación de los datos medidos para los FWHM en muestras naturales orientadas secadas al aire y muestras saturadas con Etilen Glicol.

De una manera global la sección correspondiente al tope del Grupo Guadalupe (últimos 90m), la totalidad de la Formación Guaduas y la Formación Cacho, entran dentro de la escala propuesta por Kübler (1967). Los resultados indican que la sección estudiada presenta valores de cristalinidad de la illita que indican condiciones que van desde la diagénesis baja hasta principios de diagénesis tardía (Figura 10).

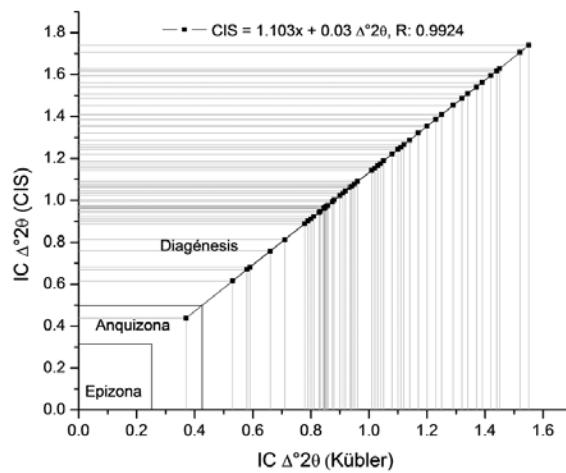


Figura 10. Correlación entre los datos medidos para las muestras del Grupo Guadalupe, la Formación Guaduas y la Formación Cacho en la escala Kübler vs la escala internacional CIS.

Como se observó en el comportamiento de los IC para las muestras de la sección estudiada en relación con el enterramiento, los valores de FWHM superiores a $0.9\Delta^{\circ}20$ se comportan de manera aleatoria. Valores inferiores manifiestan una linealidad que se relaciona con una estabilización en las estructuras cristalinas de la illita por el enterramiento sufrido por la secuencia. De igual manera esta variación en los datos que asocian los valores con bajo grado de diagénesis pueden deberse a ligeras alteraciones en superficie producto de la exposición de las rocas a los agentes meteorizantes actuales.

Las illitas como indicadores de cambios en la fuente de sedimentos ó proveniencia

La cristalinidad de los minerales de illita son un reflejo de las condiciones de enterramiento a que fueron sometidos los sedimentos. Los Índices de Kübler en los FWHM medidos para las Illitas presentes en las lodoilas, muestran una tendencia coherente de manera general respecto a los efectos diagenéticos (Figura 11). Esta tendencia es clara en la parte inferior de la secuencia, lo que sugiere que la fuente es constante y la variable en las condiciones la produce el grado de enterramiento. Se puede sugerir, en concordancia con trabajos anteriores (Sarmiento 1992, 1994) que la fuente de estos sedimentos procedía del macizo de Guayana. La caracterización de diagénesis para la secuencia.

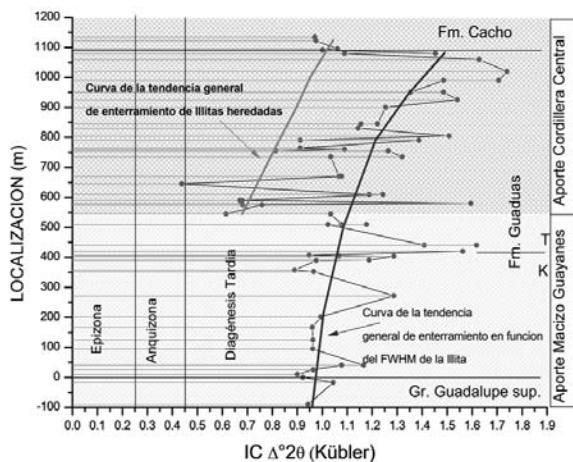


Figura 11. Curva de distribución de los valores de cristalinidad de Illitas medidas en las muestras de la sección estudiada, mostrando las fuentes de aporte en función de los minerales heredados.

Valores anómalos con medidas de Índice de Kübler en los FWHM, mucho menores que se salen de la tendencia general de la mayoría de las muestras y se tornan claramente evidentes a partir del metro 545 de la sección, son aún más frecuentes hacia el tope de la secuencia (Figura 12).

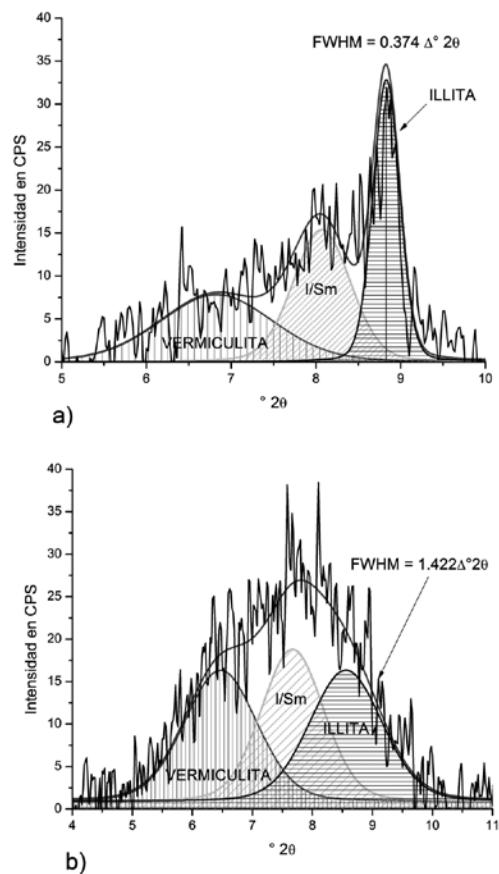


Figura 12. Comparación entre dos tipos de Illitas encontradas en la sección. a) Illita bien cristalizada asociada a la Anquizona en la escala de Kübler. b) Illita abierta mal cristalizada o alterada por efectos de meteorización actual.

Estos valores marcan un cambio en la fuente de aporte de los sedimentos a partir de este punto. Valores de FWHM asociados a efectos de alta diagénesis hasta la Anquizona en la escala Kübler (IK), resultan no coherentes con el estado diagenético de la sección en dicho sector, por lo que se propone un cambio en la fuente de aporte de los sedimentos a partir del metro 545 dentro de la Formación Guaduas (Figura 11). Estas illitas anómalas corresponden a materiales heredados de rocas con metamorfismo procedentes presumiblemente de la ancestral Cordillera Central.

El efecto contrario se manifiesta en muestras con valores de FWHM muy superiores al promedio, lo cual estaría asociado a efectos de retrogradación producto de la exposición de los minerales de Illita a los agentes meteorizantes, lo que ocasiona una ligera apertura en las láminas reflejado en un ensanchamiento de la medida del FWHM del pico, además de un ligero corrimiento de este a ángulos más bajos, siendo un efecto de la apertura de las láminas en la estructura (Figura 12).

Bonilla (2008), a partir de la caracterización mineralógica y paleo-ambiental del Grupo Guadalupe, la Formación Guaduas y la Formación Cacho propone que las asociaciones paleo-ambientales correspondientes a cada una de las unidades, inician en el tope del Grupo Guadalupe, donde los procesos sedimentarios típicos de ambientes marinos se ven reflejados en los minerales arcillosos a través de ligeros cambios en las propiedades de los mismos, además de apariciones ocasionales de cloritas indicando eventos de transgresiones marinas.

Las observaciones a partir de los análisis petrográficos en la sección de Sutatausa, permiten documentar cambios en la composición de las arenitas de la Formación Guaduas hacia la parte superior de la unidad. Sin embargo, se tiene incertidumbre hacia la parte media por la abundancia de lodoletas y casi ausencia de intercalaciones arenosas, que enmascara el intervalo preciso del cambio en la fuente de aporte de los sedimentos a la cuenca. Los análisis mineralógicos de las arcillas permiten precisar este momento, sustentado en los cambios anómalos en los índices de cristalinidad tanto de illitas como de caolinitas. Gómez et al. (2003 y 2005), propone que el registro sedimentario de la parte sur del Valle Medio del Magdalena registra una transformación de las áreas de aporte producto del levantamiento principal de la Cordillera Central. Según dichos autores se inicia la modificación de las cuencas de depósito y la activa participación del material aportante de la Cordillera en proceso rápido de exhumación. Al Maastrichtiano e inicios del Paleoceno Gómez et al. (op cit) tanto en el Valle medio como hacia la parte del depocentro la cuenca recibía sedimentos del área en proceso de emersión. En la región estudiada efectivamente coincide el cambio en las áreas de aporte pero el fenómeno se desarrolla en una cuenca pasiva con un proceso rápido de llenado con intervalos de baja sedimentación con la consecuente formación de mantos de carbón e ingestiones marinas cada vez más débiles.

No obstante, La disminución de la madurez textural y composicional del armazón de las arenitas hacia el tope del registro sedimentario de la Formación Guaduas, es coherente con el cambio de las áreas fuente y es claramente confirmado y precisado por el comportamiento de las illitas (Figura 11) y en efecto tiene que ver con la propuesta de propagación del levantamiento de la Cordillera Central a la Cuenca del Valle del Magdalena Medio (Gómez et al. 2003). En la sección se ven evidenciados estos cambios en los sedimentos donde las arcillas debido a su tamaño son muy susceptibles a las variaciones en los medios de depósito. El decrecimiento de la distancia a la fuente y el incremento en el gradiente topográfico explica porque el cambio en la mineralogía de las arcillas se relaciona con el cambio en las áreas de aporte.

La caolinita como indicador de cambio en la fuente de sedimentos y paleoambientes

La caolinita es el más común de los filosilicatos en gran variedad de medios sedimentarios y muestra además una alta tolerancia estructural a los procesos diagenéticos. En la secuencia estudiada, dado el grado de diagénesis deducido a partir de los otros parámetros mineralógicos utilizados en el presente estudio, las caolinitas presentes parecen no haber sufrido modificaciones notables por efecto del enterramiento. Por lo tanto, modificaciones en los valores de cristalinidad pueden ser atribuidos a su historia genética en las fuentes.

Las caolinitas de la parte inferior de la secuencia se caracterizan por presentar grados de cristalinidad bajos que se manifiestan por picos de difracción anchos. Lo anterior es característico de minerales degradados. La fuente de los sedimentos en esta parte de la sección era el Macizo de Guayana, un cratón estable con baja intensidad de procesos tectónicos y condiciones de exposición en ambientes tropicales. En esas condiciones, los procesos de meteorización producían oxisoles o suelos lateríticos espesos ricos en caolinita (Figura 13). Estos minerales, a pesar de su gran estabilidad geoquímica y estructural, sufren degradaciones estructurales por la hidrólisis de los otros componentes minerales (Gaviria 1993). El resultado de este ataque geoquímico son caolinitas degradadas de pequeño tamaño que posteriormente pueden ser arrastradas por la erosión y acumuladas en la cuenca sedimentaria como productos heredados de la meteorización en el continente.

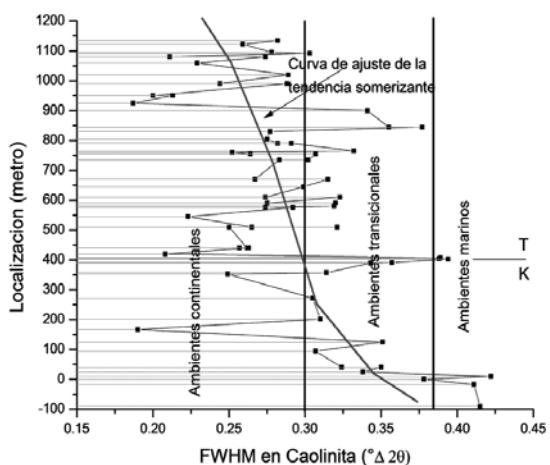


Figura 13. Fluctuaciones en los valores de cristalinidad de caolinitas en función del valor de FWHM asociados a los medios de depósito característicos de la sección estudiada.

Una variabilidad en el grado de cristalinidad de la caolinita que se manifiesta globalmente por una disminución en el FWHM, hacia la parte superior de la secuencia, donde son frecuentes las illitas heredadas del metamorfismo. Lo anterior refleja asimismo un cambio en la fuente con la herencia de caolinitas de otra procedencia, eventualmente como resultado de procesos hidrotermales o de meteorización por exposición de rocas ígneas durante un tectonismo más activo en la ancestral Cordillera Central.

El aumento en el grado de cristalinidad de la caolinita conforme suceden los cambios en los medios de depósito, muestra una notable tendencia regresiva dando paso a influencias de tipo transicional sobre los sedimentos de la base de la Formación Guaduas. Los grados de cristalinidad oscilan de acuerdo a los ambientes presentes en cada segmento, por lo que resulta ser un mineral clave en la interpretación paleo-ambiental de unidades arcillosas.

CONCLUSIONES

Los tipos de minerales arcillosos en lodoletas de la formación Guaduas son excelentes marcadores de proveniencia de los materiales y de eventuales cambios en las rocas fuente. Es el caso de las illitas y de las caolinitas que en la parte inferior de la serie presentan características cristalinas que permiten suponer su proveniencia a partir del Escudo de Guyana. A partir

del límite Cretáceo – Terciario cambios y anomalías en el grado de cristalinidad de estos minerales indica un cambio de fuente que es atribuido al aporte de la ancestral cordillera Central.

Las caolinitas heredadas del Escudo son más desordenadas que las provenientes de la Cordillera Central debido al efecto de la meteorización de las rocas por exposición prolongada en condiciones de estabilidad tectónica. Las caolinitas mejor cristalizadas corresponden a productos heredados de la exposición de rocas ígneas y de ambientes hidrotermales comunes en la ancestral Cordillera Central.

Las illitas muy bien cristalizadas que aparecen en la parte superior de la sección son anómalas para este tipo de ambiente sedimentario: parecen corresponder a minerales heredados de rocas metamórficas, las cuales son comunes en la ancestral Cordillera Central. Estos minerales bien cristalizados no existen en la parte inferior de la sección, lo cual corrobora el cambio en la fuente indicado ya por otros minerales.

Por otro lado, la sensibilidad de los minerales arcillosos sometidos a enterramiento, proporcionan un excelente registro de los fenómenos diagenéticos sobreimpuestos. Las esmectitas sufren transformaciones y producen minerales interestratificados I/Sm tipo Reichweita conforme son enterrados.

El grado de diagénesis identificado para la sección estudiada, ubica a la Formación Guaduas en los estados de diagénesis media o sea en los equivalentes de Reichweita en la zona de transición R0 - R1. El incremento en la cristalinidad de las illitas va en el mismo sentido y ambos minerales constituyen herramientas de interpretación confiables en el estudio de la génesis de secuencias sedimentarias.

Se encontró una relación entre el concepto de cristalinidad y las medidas de los FWHM en XRD para las caolinitas asociados a los medios de depósito donde valores inferiores a $0.3 \Delta^2\theta$ están estrechamente relacionados a dominios continentales, entre 0.3 y $0.4 \Delta^2\theta$ se presentan de manera predominante en ambientes transicionales y valores superiores a $0.4 \Delta^2\theta$ muestran una clara influencia marina, siempre y cuando los efectos diagenéticos sobre la sección no hayan sido muy intensos. Esta sugestiva tendencia debe ser matizada en la sección por el efecto de herencia a partir de los cambios en la fuente.

Las caolinitas debido a su estabilidad estructural y buena resistencia a los procesos diagenéticos, proporcionan un excelente registro de la variación cristalina asociada a los medios de depósito y a las áreas fuente, no obstante, es necesario profundizar en la especiación de dichas caolinitas asociadas a cada medio en particular.

Agradecimientos

Expresamos nuestros agradecimientos a José María Jaramillo y a la empresa Gmas Ltda., por el apoyo en la utilización del equipo de Difracción de Rayos X para la consecución de los difractogramas. Queremos agradecer de manera especial el aporte de Agustín Cardona por las sugerencias aportadas en la revisión de este artículo y la de dos revisores anónimos, quienes

contribuyeron de manera sustancial al mejoramiento del documento presentado para la publicación. Algunas de las consideraciones sobre procesos sedimentológicos, geoquímicos y paleoambientales que son tema actual de investigación, fueron tenidas en cuenta y serán objeto de profundización en próximas publicaciones. También agradecemos los aportes de Germán Bayona en aspectos científicos fundamentales que hacen posible la edición del artículo en este número Especial de Geología Colombiana. Al soporte prestado por el proyecto "Implementación de un Laboratorio de Bio-Quimioestratigrafía para el estudio de secciones estratigráficas de Colombia", financiado mediante contrato 673 Colciencias-ANH-UN, cuyos resultados parciales son parte de esta investigación.

REFERENCIAS

- Blanco, G. Romero, E. & Uribe C. (1977): *Clasificación Internacional de los carbones de Chocua – Lenguazque.* Inf. 1726, 17 p. INGEOMINAS. Bogotá.
- Bonilla, G. (2008): Caracterización Mineralógica y Paleo-ambiental de las Arcillolitas de la Formación Guaduas. (Tesis de Maestría). 87 p. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- Calderón, J. (2008): *Sedimentología, proveniencia y diagénesis en el área de Samacá Formación Cacho y Guaduas.* Tesis de pregrado. 20 p. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Delgado, A. (2009): *Aspectos geoquímicos y sedimentología del Pozo Terranova de la parte inferior de la Formación Guaduas en Subachoque, Cundinamarca.* Trabajo de Grado. 20 p. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- Drits V., Srodon J. & Eberl D. (1997): *XRD Measurement of mean crystallite thickness of Illite and Illite/Smectite: Reappraisal of the Kübler Index and the Scherrer Equation.* Clay and Clay Minerals 45 (3): 461-475.
- Föllmi, K.B. Garrison, R.E.; Ramirez, P.C.; Zambrano, F.; Kennedy, W.J. & Lehner, B.L. (1992): *Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia.* - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 93: 151-182, Amsterdam.
- Galán E. (2006): *Genesis of clay minerals.* Handbook of Clay Science. Developments in Clay Science, Vol. 1, 1129- 1162. Elsevier.
- Gaviria S. (1993): Evolution minéralogique et géochimique du fer et de l'aluminium dans les sols ferrallitiques hydromorphes des Llanos Orientales de Colombie. (Tesis Doctorado). 216 p. Univ. de Nancy, Francia.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, K., Kelley, S., & Heizler, M. (2003): *Control son architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic souther Middle Magdalena Valley Basin, Colombia.* Geological Society of America Bulletin 115, pp 131-147.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, K. & Cardozo, N. (2005): *Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes.* GSA Bulletin, Vol. 117 No. 9/10, pp 1272-1292.
- Guerrero, J. & Sarmiento, G. (1996): *Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en exploración petrolera.* Geología Colombiana 20, pp 3-66, Bogotá.
- Guerrero, J., Sarmiento, G. & Navarrete, R.E. (2000): *The Stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Basin. Reevaluation of the selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras.* Geología Colombiana 25: 45-110.
- Hubach, E. (1931): *Exploración en la región de Apulo-San Antonio Viotá.* Bol. Min. Petr., No. 25-27: 41-60, Bogotá .
- Hubach, E. (1957): *Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y sus alrededores.* Boletín Geológico 5 (2): 93-112. Bogotá.
- Hower J, Eslinger EV, Hower ME, Perry EA (1976): *Mechanism of burial and metamorphism of argillaceous sediments:* 1. Mineralogical and chemical evidence. Geol Soc Am Bull 87:725-737
- Julivert, M. (1963): *Estratigrafía y sedimentología de la parte inferior de la Formación Guaduas al S. de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental).* Bol. Geol. No 12, 85-99, U.I.S. Bucaramanga.
- Kübler, B. (1967): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à faire supérieures du métamorphisme.* En: Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, 105-121. Univ. Neuchâtel, à la Baconnière, Suisse.
- Leyva, I. (2005): *Análisis sedimentológico y petrográfico del Grupo Guadalupe en el Boquerón de Sutatausa.* 19 p, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- López, S. (2009): *Petrografía y sedimentología del Pozo Terranova de la parte inferior de la Formación Guaduas en Subachoque, Cundinamarca.* (Trabajo de Grado). Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.

- McLaughlin, D. & Arce, M. (1975): *Mapa geológico del área Zipaquirá (Zona IV)*. Ingeominas. Bogotá.
- Meunier, A. (2005): *Clays*. Springer Berlin Heidelberg New York.
- Montoya, D. & Reyes, G. (2003): *Geología de la plancha 209-Zipaquirá*. Ingeominas. Bogotá.
- Monsalve O. (2009): *Mineralogía de arcillas y sedimentología del Pozo Terranova de la parte inferior de la Formación Guaduas en Subachoque, Cundinamarca*. Trabajo de Grado. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- Moore, D. & Reinolds, R. (1997): *X ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals.*, 2nd ed. Oxford University Press.
- Nivia, A. (1999): *El Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental*. Memorias VII Congreso Colombiano de Geología. 14 p.
- Pardo, A. & Roche, E. (2009): Paleocene – Eocene palynology and palynofacies from northeastern Colombia and western Venezuela. Universidad de Caldas, Colombia. 321 p.
- Parra, F. (2005): *Análisis de proveniencia mediante petrografía de las intercalaciones arenosas de la Aloformación Guaduas, al NW de Bogotá*. 19p, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- Pérez, G. & Salazar, A. (1978): *Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe*. – Geología Colombiana 10: 7-86. Universidad Nacional, Bogotá.
- Renzoni, G., (1963): *Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá*. Boletín Geológico 10 (1-3): pp 59-79. Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- Sarmiento Orjuela, A., (2010): *Procesos diagenéticos en la Formación Arenisca Dura del Grupo Guadalupe en el sector de Tausa, Cundinamarca*. Trabajo de Grado. 20 p. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá
- Sarmiento, G.,(1992a): *Estratigrafía y medios de depósito de la Formación Guaduas*. Bol. Geol. Bogotá, 32(1): 1-44). Boletín Geológico 32(2): 45-126, Bogotá.
- Sarmiento, G., (1992b): *Palinología de la Formación Guaduas. – estratigrafía y sistemática*. Ingeominas., Bol. Geol., No. 32, pp 45-126. Bogotá.
- Sarmiento, G., (1994): Cap. 4. *Visión regional de la Formación Guaduas*. En: *Estratigrafía, Palinología y Paleoecología de la Formación Guaduas (Maastrichtiano - Paleoceno; Colombia)*. Boletín Geológico, Publicación Especial 20: 165-180, Bogotá.
- Sarmiento, G. & Guerrero, J. (2000): *Palinología del Santoniano Tardío al Maastrichtiano del piedemonte llanero colombiano. Correlación con el paleocinturón tropical*. Geología Colombiana 25: 111-147.
- Thorez, J. (1976): *Practical identification of clay minerals*. Institute of Mineralogy, Liège State University, Belgium.
- Van der Hammen, Th. (1958): *Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos*. Bol. Geol. Serv. Geol. Nal., 4(1-3): 67-128.
- Warr L. & Rice A. (1994): *Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data*. J. Metamorphic Geol., 12, pp 141- 152.
- Will, G. (2006): *Power Diffraction, the Rietveld method and the two stage method to determine and refine crystal structures from power diffraction data*. Springer Berlín Heidelberg New York.