

Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en Exploración Petrolera.

JAVIER GUERRERO

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado Aéreo 14490, Santafé de Bogotá

GUSTAVO SARMIENTO

Subdirección de Geología, INGEOMINAS, Apartado Aéreo 4865, Santafé de Bogotá

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, n. 20, p. 3-66, 9 Figs., Bogotá.

Palabras claves: Estratigrafía Secuencial, Palinología, Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental, Exploración, Petróleo, Ambientes Sedimentarios, Chipaque, Guadalupe, Guaduas, Socha Inferior, Cretácico, Paleoceno.

RESUMEN

Se discute la estratigrafía de la Formación Chipaque, Grupo Guadalupe, Formación Guaduas y Formación Socha Inferior en proximidades de San Luis de Gaceno. El Grupo Guadalupe del Piedemonte Llanero se divide en tres nuevas unidades litoestratigráficas que de base a tope se denominan Formación Arenitas de San Antonio (Guadalupe Inferior, Campaniano temprano), Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio, Campaniano tardío) y Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior, Maastrichtiano temprano).

Las unidades que corresponden en posición estratigráfica con el Grupo Guadalupe y por lo tanto se encuentran limitadas por las mismas discontinuidades, se incluyen en una unidad aloestratigráfica denominada Alogrupo Guadalupe; ésta se divide a su vez en las Aloformaciones Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior. Así mismo, las unidades que se encuentran limitadas en la base por la discordancia del Paleoceno tardío y en el tope por la discordancia del Eoceno tardío, se incluyen en las Aloformaciones Socha Inferior (Paleoceno tardío) y Socha Superior (Eoceno temprano), que a su vez se incluyen en el Alogrupo Socha.

Adicionalmente, se presenta evidencia bioestratigráfica palinológica de soporte, se discuten los ambientes sedimentarios de las unidades estudiadas y se divide la sucesión en secuencias estratigráficas, con el objeto de contar con un marco de referencia para correlación regional. Estas secuencias, que se han separado por discordancias y sus correlativas superficies concordantes o paraconcordantes entre caídas relativas del nivel del mar, se denominan SK5 (parte más superior de la Formación Une y la Formación Chipaque), SK6 (Formaciones Arenitas de San Antonio y Lodolitas de Aguacaliente), SK7 (Formación Arenitas

de San Luis de Gaceno y parte inferior de la Formación Guaduas) y ST2 (Formaciones Socha Inferior y Socha Superior).

Finalmente, presentamos una discusión de las implicaciones en exploración petrolera, producto de la integración del marco estratigráfico, sedimentológico y geocronológico aquí propuesto.

ABSTRACT

The stratigraphy of the Chipaque Formation, Guadalupe Group, Guaduas Formation and Socha Inferior Formation in the vicinity of San Luis de Gaceno is discussed here. The Guadalupe Group from the Llanos Foothills is divided in three new lithostratigraphic units that from base to top are named Arenitas de San Antonio Formation (Guadalupe Inferior, early Campanian), Lodolitas de Aguacaliente Formation (Guadalupe Medio, late Campanian) and Arenitas de San Luis de Gaceno Formation (Guadalupe Superior, early Maastrichtian).

The units that have the same stratigraphic position of the Guadalupe Group and are consequently bounded by the same discontinuities, are included in an allostratigraphic unit named Guadalupe Allogroup. This unit is in turn divided in the Alloformations Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio, and Guadalupe Superior. In the same way, the units bounded by the unconformities of the late Paleocene and late Eocene, are included in the Alloformations Socha Inferior (late Paleocene) and Socha Superior (early Eocene) of the Socha Allogroup.

In addition, the palynology, biostratigraphy, and sedimentary environments are discussed. The succession is divided in sequence-stratigraphy units in order to provide a regional correlation frame. The sequences, that are bounded by unconformities or correlative surfaces between sea level falls, are named SK5 (uppermost interval of the Une Formation and

Chipaque Formation), SK6 (Arenitas de San Antonio and Lodolitas de Aguacaliente Formations), SK7 (Arenitas de San Luis de Gaceno Formation and lower part of the Guaduas Formation), and ST2 (Socha Inferior and Socha Superior Formations).

Finally, a discussion of the implications in petroleum exploration is presented in the light of the stratigraphic, sedimentologic, and geochronologic framework proposed here.

1. INTRODUCCION

La sucesión del Cretácico tardío y Terciario temprano del Piedemonte Llanero reviste gran interés por su potencial de almacenamiento de hidrocarburos. De hecho, gran parte de las actividades de exploración y explotación petrolera se concentran actualmente en las unidades litológicas de esta área.

A pesar del interés económico que reviste esta sucesión, su conocimiento se encuentra todavía en etapas iniciales, como es evidente cuando se considera la ausencia de columnas estratigráficas detalladas y por lo tanto, las diferencias existentes en materia de nomenclatura estratigráfica. Es común encontrar que una misma unidad, cuya litología y posición estratigráfica puede reconocerse en varias localidades, haya recibido diferentes nombres formacionales; alternativamente, también se presenta el caso de aplicar nombres formacionales de unidades claramente definidas, a otras cuya litología o posición estratigráfica no coinciden. Por último, por desconocimiento de las relaciones genéticas de las unidades, o de las discordancias que las limitan, se dividen artificialmente paquetes de roca previamente definidos, para denominar nuevas unidades; por ejemplo, tomar la parte superior de una formación con la parte inferior de otra y definir una tercera unidad.

En realidad, el fenómeno se presenta por falta de conocimiento de la litología, ambiente de depósito, posición estratigráfica, edad y espesor de las unidades, o por falta de revisiones bibliográficas que identifiquen propuestas previas de definición litoestratigráfica. Así, la proliferación de nombres formacionales es muy común y con poco soporte; de algunas de estas unidades no existen columnas publicadas ni mucho menos definiciones precisas, de manera que es muy difícil reconocerlas. Por ende, la exploración de recursos se dificulta seriamente, al punto que en ocasiones se extrae petróleo de unidades que no han sido claramente correlacionadas con unidades aflorantes; el desarrollo del campo y la exploración en áreas próximas se ven afectados al definir una estrategia que se basa en características sedimentológicas y estratigráficas que en realidad no coinciden con las de la unidad reservorio.

Algunas de las unidades del Piedemonte Llanero han tenido su origen en cartografías geológicas con poco énfasis estratigráfico que permitiera una mejor definición y delimitación. Es así como una unidad que se cartografió y definió como Grupo Palmichal (ULLOA *et al.* 1975; ULLOA & RODRÍGUEZ 1979), incluye y está en sinonimia con unidades previamente conocidas como el Grupo Guadalupe, la Formación Guaduas y la Formación Socha Inferior. La primera mención que existe del Grupo Palmichal, proviene de la leyenda del Mapa Geológico del Cuadrángulo K12 (ULLOA *et al.* 1975) e indica que la unidad está compuesta por: "Tres miembros arenosos separados por dos miembros de lutitas con algunas intercalaciones de limolitas silíceas". Aunque no se indica el espesor ni se dan más detalles, la unidad se cartografió como suprayaciendo a la Formación Chipaque e infrayaciendo a la Formación Arcillas de El Limbo. Posteriormente, ULLOA & RODRÍGUEZ (1979) proponen formalmente la unidad como compuesta por 5 conjuntos que de base a tope se denominan así: Conjunto A, con 170 m de arenitas cuarzosas de grano fino a medio, con intercalaciones delgadas de lutitas y limolitas. Conjunto B, con 60 m de lutitas y limolitas grises claras a oscuras. Conjunto C, con 150 m de areniscas cuarzosas friables de grano medio a grueso con estratificación fina a gruesa e intercalaciones de limolitas y lutitas grises. Conjunto D, con 40 m de lutitas negras con intercalaciones delgadas de limolitas silíceas arcillosas y lentes de caliza. Conjunto E, con 130 m de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso y conglomerados finos, con cantos subredondeados de cuarzo de hasta 2 cm de diámetro y estratificación cruzada.

La denominación de Grupo Palmichal propuesta por ULLOA & RODRÍGUEZ (1979) estaría en sinonimia, no solamente con el Grupo Guadalupe (HETTNER 1892; RENZONI 1963), la Formación Guaduas (HETTNER 1892; HUBACH 1951) y la Formación Socha Inferior (ALVARADO & SARMIENTO 1944), sino también con la Formación Arenisca de El Morro (VAN DER HAMMEN 1961). ULLOA & RODRÍGUEZ (1979) indicaron que "La parte superior del Grupo Palmichal parece corresponder a la Arenisca de El Morro", sin especificar cuáles de los conjuntos superiores serían equivalentes y sin considerar la correspondencia propuesta por VAN DER HAMMEN (1961) con la parte superior del Grupo Guadalupe, la Formación Guaduas y la Formación Socha Inferior.

Algunos autores que se ocuparon posteriormente del Grupo Palmichal como RINCÓN (1982) y RENZONI (1985), mantuvieron sin mayores discusiones la correlación generalizada propuesta por ULLOA & RODRÍGUEZ (1979), sin especificar cuáles de los conjuntos superiores serían correlacionables con la Formación Arenisca de El Morro. BARTELS (1986) concluyó que el Grupo Palmichal correspondía en su totalidad con el Grupo Guadalupe y las

unidades se encontraban en sinonimia. Con esto, BARTELS (1986: Fig. 3) concluyó erróneamente que el Conjunto E del Grupo Palmichal de ULLOA & RODRÍGUEZ (1979) correspondía a la Arenisca Tierna del Grupo Guadalupe, sin tener en cuenta que estos autores habían correlacionado la parte superior del Grupo Palmichal con la Formación Arenisca de El Morro y que la parte más superior de ésta, según VAN DER HAMMEN (1961) era correlacionable con la Formación Socha Inferior y con la Formación Barco.

Finalmente, SARMIENTO (1994) documentó usando evidencia palinológica la presencia de un hiato entre la Formación Guaduas y las suprayacentes Formaciones Cacho o Socha Inferior. Aunque SARMIENTO restringió la Formación Guaduas a la parte central de la Cordillera Oriental, indicó que su equivalente temporal dentro del Grupo Palmichal en el Piedemonte Llanero tendría un espesor menor a 80 m. Teniendo en cuenta los datos bioestratigráficos de la sección de BARTELS (1986), SARMIENTO (1994: p. 170) propuso que la parte inferior del Grupo Palmichal es temporalmente equivalente al Grupo Guadalupe y la parte superior a la Formación Socha Inferior; adicionalmente, sugirió restringir la Formación Arenisca de El Morro al conjunto superior del Grupo Palmichal con el objeto de tener en consideración la discordancia propuesta.

En el presente trabajo se correlacionan litoestratigráficamente los conjuntos de estratos que se asignaron previamente al Grupo Palmichal y a la Formación Arenisca de El Morro (conjuntos C, D, E del Grupo Palmichal), con unidades que habían sido descritas con anterioridad y por tanto se abandona la denominación de Grupo Palmichal y de Formación Arenisca de El Morro. A pesar que la descripción litológica de ULLOA & RODRÍGUEZ (1979) es muy generalizada, se pueden identificar los 5 conjuntos propuestos por ellos y comprobar que en realidad corresponden al Grupo Guadalupe (Conjuntos A-B-C), a la parte inferior de la Formación Guaduas (Conjunto D) y a la Formación Socha Inferior (Conjunto E).

Se considera de gran importancia que las sucesiones estén divididas en unidades litoestratigráficas (formaciones, grupos, etc.) que tengan una clara definición y localidad tipo para que así se pueda establecer una comunicación clara entre los interesados. Si el significado litológico, espesor y límites de las unidades son diferentes para los numerosos investigadores, será muy difícil no sólo comunicarse sino avanzar en el conocimiento. Teniendo un marco de nomenclatura litoestratigráfica que responda a normas internacionales de procedimiento estratigráfico, se podrán entonces refinar los aspectos bioestratigráficos-geocronológicos y los aspectos de ambientes sedimentarios que permitirán establecer interpretaciones un poco más

complejas de estratigrafía secuencial y divisiones en unidades aloestratigráficas.

Este artículo es el primero de una serie que se producirá en desarrollo del Proyecto "Micropaleontología y magnetoestratigrafía de las rocas con potencial petrolífero del flanco oriental de la Cordillera Oriental". El proyecto tiene como objetivo calibrar diferentes biozonas de microfósiles del Cretácico y del Terciario que tienen distribución geográfica restringida, con zonas de polaridad magnética y con otros tipos de fósiles de distribución más global y geocronología más confiable. Los resultados contribuirán a entender mejor el desarrollo de cuencas, mediante correlaciones más precisas de las sucesiones estudiadas.

2. METODOS Y TERMINOLOGIA

En cuanto a conceptos y normas de procedimiento estratigráfico hemos seguido el "North American Stratigraphic Code" (NACSN, 1983) por considerarlo conciso, práctico y de amplia difusión internacional. La escala del tiempo geológico que hemos usado es la propuesta por HARLAND *et al.* (1990).

Las columnas estratigráficas provienen de secciones con capas de buzamientos muy altos, casi verticales, que se midieron usando cinta métrica y brújula. En el proceso de cartografía se utilizaron la Plancha 229-II-C (1965) escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi y las fotografías aéreas números 55 a 61 del vuelo C-2534. El mapa presentado corresponde a la foto número 58.

En las descripciones texturales se sigue la escala granulométrica de WENTWORTH (1922). Se usa como el equivalente en idioma Español de "pebbles" (4-64 mm) a la palabra "guijos", pero debido a que éstos no son subdivididos en la escala de WENTWORTH, se propone una subdivisión adicional en guijos muy finos (4-8 mm), finos (8-16 mm), medios (16-32 mm) y gruesos (32-64 mm); esta subdivisión permite mayor precisión en la descripción de conglomerados y apreciar diferencias que de otra forma no se resaltarían. El término "cobbles" (6.4 - 25.6 cm) se traduce como "cantos", que también se propone aquí se subdividan en cantos finos (6.4 - 12.8 cm) y cantos gruesos (12.8 - 25.6 cm). La clasificación mineralógica de las areniscas sigue a FOLK (1980).

En la terminología de espesores de láminas y capas se sigue a INGRAM (1954) con una subdivisión adicional de láminas en muy delgadas (menos de 0.3 mm), delgadas (0.3 - 1.0 mm), medias (1-3 mm) y gruesas (3-10 mm); las capas de acuerdo con INGRAM se dividen en muy delgadas

(1-3 cm), delgadas (3-10 cm), medias (10-30 cm), gruesas (30-100 cm) y muy gruesas (más de 1 m). La subdivisión de láminas provee categorías descriptivas adicionales y refina la propuesta original de INGRAM (1954) de dividir láminas en delgadas (menos de 3 mm) y gruesas (3-10 mm). En cuanto a las relaciones de láminas, juegos de láminas ("laminasets"), capas y juegos de capas ("bedsets") seguimos a CAMPBELL (1967); sin embargo, nos apartamos en cuanto a la definición de lámina propuesta por él cuando afirma que una capa sin laminación interna reconocible (megascópicamente) podría ser considerada una lámina y cita como ejemplo láminas de hasta 25 cm de espesor. Al seguir a INGRAM (1954) en restringir el término lámina a estratos de menos de 1 cm, nos apartamos de algunos de los conceptos de CAMPBELL (1967), ya que él mismo indica que distinguir láminas de capas es difícil y arbitrario donde la laminación es paralela a las superficies de estratificación y no hay juegos de láminas. Nosotros preferimos considerar que una capa es un estrato de más de 1 cm, que a su vez está compuesto por láminas, aunque no siempre sean visibles megascópicamente. De acuerdo con su definición de láminas, CAMPBELL denominó a la estratificación cruzada ("cross-bedded") como laminación cruzada ("cross-laminated"), pero al apartarnos de la definición de lámina preferimos abandonar el término de laminación cruzada y usar el de estratificación cruzada especificando el tamaño de la capa que la contiene.

Parte de la información litoestratigráfica citada en este trabajo proviene de antiguos informes del Servicio Geológico Nacional (actualmente INGEOMINAS), que reposan en la Biblioteca de la entidad; estos incluyen trabajos clásicos de gran valor geológico (ej. ALVARADO & SARMIENTO 1944; HUBACH 1957) que son de libre consulta y hemos considerado como publicaciones para efectos de nomenclatura estratigráfica. En los casos en que las fechas de las revistas de geología no coincidían con la fecha de publicación, se citaron los trabajos con el año de publicación efectiva. En cuanto a los mapas geológicos, se citaron en el texto con la fecha que aparece en la carátula (presumiblemente la fecha de entrega para publicación), mientras que en las referencias se incluye además la fecha de publicación efectiva.

3. ESTRATIGRAFIA

3.1 GRUPO VILLETA

La autoría del término Villeta se ha atribuido a HETTNER (1892), quien se refirió así a los estratos lodolíticos infrayacentes a las arenitas del Guadalupe en la Cordillera Oriental. Sin embargo, fue HUBACH (1957) quien elevó la unidad al rango de Grupo Villeta, proponiendo tres nuevas

formaciones que de base a tope denominó Formación Fόμεque, Arenisca de Une y Formación Chipaque. Previamente, HUBACH (Columna Estratigráfica en KEHRER 1933) y también HUBACH (1951), basándose en las secciones al E de Bogotá, se había referido a las divisiones del Villeta (Piso de Villeta y Formación de Villeta respectivamente) en tres conjuntos, inferior, medio y superior, que respectivamente denominó Fόμεque, Une y Chipaque. En este trabajo se sigue la denominación de HUBACH (1957) para el Grupo Villeta, con las modificaciones introducidas por RENZONI (1963) en cuanto al límite superior de la Formación Chipaque con el Grupo Guadalupe. De acuerdo con Renzoni, el límite entre los dos grupos se sitúa en el tope de las lodolitas de la Formación Chipaque y la base de las arenitas y limolitas de la Formación Arenisca Dura.

Teniendo en cuenta que la primera delimitación y subdivisión litoestratigráfica precisa del Grupo Villeta se debe a HUBACH, quien se refirió a secciones en general de la Cordillera Oriental y particularmente del E de Bogotá para dividir el Grupo Villeta en formaciones, creemos que el concepto de Grupo Villeta debe mantenerse así, no sólo en el área de Villeta, sino también al E de Bogotá. Contrariamente a lo que propone JULIVERT (1968) de restringir el término de Grupo Villeta al sector W de la Cordillera Oriental, creemos que el término debe mantenerse también en el sector E donde existen excelentes afloramientos de las Formaciones Fόμεque, Une y Chipaque; allí, las tres formaciones han sido cartografiadas por ULLOA *et al.* (1975, Mapa Geológico del Cuadrángulo K12- Guateque) y por RENZONI (1985, Mapa Fotogeológico de la Plancha 193- Yopal).

Reconociendo el Grupo Villeta en ambos lados de la Cordillera Oriental, de acuerdo con los conceptos originales de HETTNER (1892) y de HUBACH (1957), se mantiene el potencial de correlación de las formaciones que componen el grupo tanto en su sector E como en el W. Así mismo, se conserva el concepto de una sola cuenca y se podrán seguir más fácilmente los cambios faciales de una a otra formación. De acuerdo con HUBACH (1957) la edad más antigua del grupo proviene de la Formación Fόμεque que contiene amonitas del Barremiano; en cuanto a la edad más joven del grupo, la parte superior de la Formación Chipaque (ver discusión palinológica más adelante) incluye palinomorfos del Santoniano.

En este trabajo, extendemos además el concepto de Grupo Villeta al área del Piedemonte Llanero, donde se han cartografiado las Formaciones Fόμεque, Une y Chipaque. Hacia los Llanos, donde la sección se adelgaza y ya no está presente la Formación Fόμεque ni depósitos del Barremiano al Aptiano, no se recomienda utilizar el concepto de Grupo

Villeta; allí, hasta donde las características litológicas observadas en los pozos exploratorios lo permitan, deben reconocerse las Formaciones Une y Chipaque sin necesidad de incluirlas en un grupo. Hacia el flanco W de la Cordillera Oriental las Formaciones Fômeque, Une y Chipaque son de difícil reconocimiento; allí el Grupo Villeta se divide en otras formaciones que en lo posible deben correlacionarse con precisión con las del flanco oriental. Hacia el Valle del Magdalena, no se recomienda el uso del término Villeta ni como grupo ni como formación; no estando presente allí ningún equivalente de la Formación Fômeque, se ha reconocido y cartografiado incorrectamente como Villeta a lo que en realidad correspondería en posición estratigráfica con parte de la Formación Chipaque. Para el Valle Superior del Magdalena se ha propuesto recientemente (PATARROYO 1993; VERGARA *et al.* 1995) que las lodolitas calcáreas negras con intercalaciones de micritas que suprayacen a la Formación Caballos e infrayacen al Grupo Olini, se incluyan en las Formaciones Hondita y Lomagorda.

Aquí nos ocuparemos en detalle únicamente de la Formación Chipaque del área del Piedemonte Llanero, en proximidades de la población de San Luis de Gaceno. La elaboración de columnas estratigráficas y los análisis micropaleontológicos de las otras dos unidades del Grupo Villeta, Formaciones Une y Fômeque, se encuentran también en proceso como parte de este proyecto y se presentarán en futuras contribuciones.

3.1.1. FORMACION CHIPAQUE. Se reconoce entonces como Formación Chipaque (HUBACH 1957; RENZONI 1963) a los estratos predominantemente lodolíticos que se encuentran suprayaciendo e infrayaciendo unidades areníticas que son respectivamente la Formación Une y el Grupo Guadalupe. Se ha considerado como área tipo de la unidad, las inmediaciones de la población de Chipaque.

A pesar de encontrarse aflorando en grandes extensiones del sector E de la Cordillera Oriental, se conocen pocas descripciones litológicas de detalle o columnas estratigráficas publicadas de la unidad. RENZONI (1963, 1968) indica que la Formación Chipaque a lo largo de las carreteras Choachí - Bogotá y Chipaque - Bogotá, está compuesta por lodolitas negras fosilíferas, con cantidades subordinadas de calizas arenáceas, arenitas de grano fino y hacia la base, capas de carbón; RENZONI (1968: Fig. 5) sugiere que la unidad tiene aproximadamente 450 m de espesor. Posteriormente, MILLER (1979) en la Excursión Anual de 1972 de la CSPGG por la carretera Aguazul - Sogamoso, denominó como Formación Gachetá a la sucesión predominantemente lodolítica, que infrayace al Grupo Guadalupe. Aunque no se incluyen columnas estratigráficas, MILLER (1979) indicó que la unidad está

compuesta por 1000-1200 m de espesor de shales y limolitas carbonosos de color gris oscuro a negro, con delgadas intercalaciones menores de cuarzoarenitas. Como se dijo antes, esta sucesión ya había sido denominada como Formación Chipaque por HUBACH (1957) y RENZONI (1963) y por lo tanto se propone aquí abandonar el uso del nombre de Formación Gachetá.

Aparte de reconocerse en el sector E de la Cordillera Oriental, la Formación Chipaque ha sido también cartografiada en algunas áreas del Piedemonte Llanero, como por ejemplo en el Mapa Geológico del Cuadrángulo K12- Guateque (ULLOA *et al.* 1975) y en el Mapa Fotogeológico de la Plancha 193- Yopal (RENZONI 1985). De acuerdo con las columnas generalizadas de ULLOA & RODRIGUEZ (1979: Figs. 10, 11), la Formación Chipaque del Cuadrángulo K-12 tiene respectivamente 520 y 350 m de espesor en las secciones de las carreteras Pachavita - Tibaná y Santa María - San Luis de Gaceno.

Aguas arriba de las Quebradas San Antonio, La Colorada y Vara Santa, afluentes del Río Lengupá, que en este sector corre paralelo a la carretera Santa María - San Luis de Gaceno (Fig. 1), se encuentran excelentes afloramientos de la Formación Chipaque (Figs. 2a, b, c) que aquí se describen. Las lodolitas de la Formación Chipaque suprayacen en contacto abrupto a las cuarzoarenitas y conglomerados del segmento superior de la Formación Une (Figs. 2d, 3), que en el área tiene 1390 m de espesor e incluye edades desde el Aptiano tardío hasta el Cenomaniano tardío. En la Quebrada San Antonio la Formación Chipaque tiene 565 m de espesor (Fig. 4) y está compuesta predominantemente por lodolitas negras, con intercalaciones menores de cuarzoarenitas de grano muy fino y fino.

Debido a que la exposición de la unidad es mucho mejor que la de la localidad tipo y la de otras secciones mencionadas en la literatura, además de que las medidas generalizadas de otros autores varían ampliamente, se consideran las secciones del área como excelentes secciones suplementarias de referencia de la Formación Chipaque. Las coordenadas de los afloramientos de la Formación Chipaque por la Quebrada San Antonio, aproximadamente 5 km al WNW de la Población de San Luis de Gaceno, son: X=1°027.100 a 1°027.950, Y=1°096.575 a 1°096.900 (Plancha 229-II-C, 1:25.000 IGAC, 1965).

La unidad está compuesta por 51.8% de lodolita, 2.1% de limolita, 13.7% de arenita muy fina, 14.1% de arenita fina, 2.0% de arenita media y 0.5% de arenita gruesa a muy gruesa y granular, mientras que el 15.8% se encuentra cubierto. A continuación, se divide la Formación Chipaque

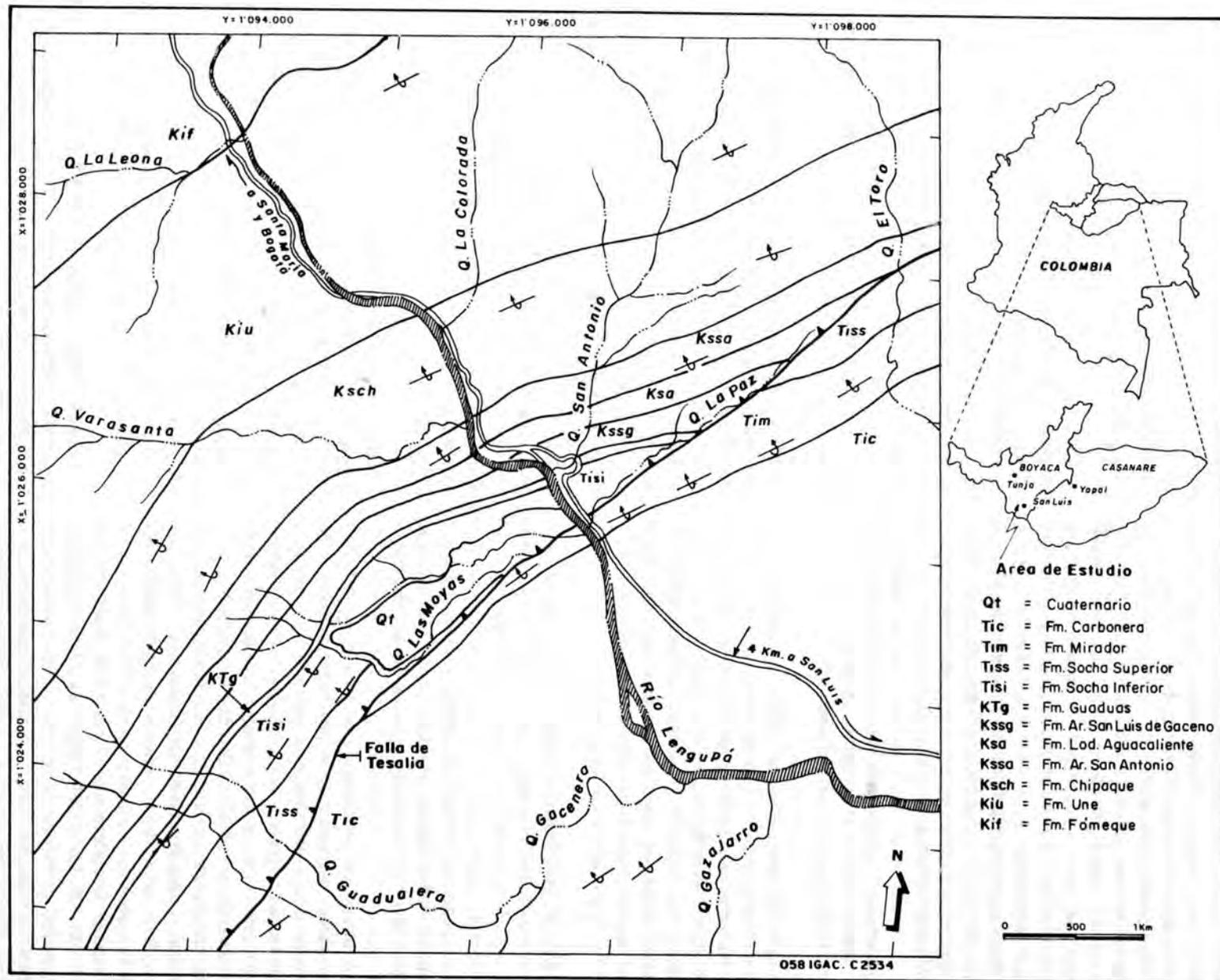


Fig. 1. Mapa geológico.

en segmentos que de base a tope se identifican con las letras A hasta N. La descripción de los segmentos B hasta N corresponde a las observaciones realizadas por la Quebrada San Antonio; el segmento A aparece cubierto en este sector, pero muy bien expuesto en la Quebrada La Colorada donde se aprecia el contacto con la infrayacente Formación Une. Así mismo, el segmento J está cubierto en su mayoría en la Quebrada San Antonio, pero expuesto en la Quebrada Vara Santa.

Segmento A: 25 m de lodolita y arcillolita negra con esporádicas capas delgadas (3-5 cm), discontinuas de siderita y capas muy delgadas lenticulares de arenita fina de cuarzo. Las capas lenticulares de siderita son más comunes hacia las lodolitas del tope del segmento, donde los fragmentos carbonosos finamente diseminados (menos de 1 mm de diámetro) y los fragmentos de muscovita son abundantes. En este sector también se observan muy esporádicas intercalaciones de láminas delgadas de arenita muy fina de cuarzo de color blanco. En la parte media del segmento se aprecia una capa media (20 cm) de arenita de cuarzo de grano fino, con cemento calcáreo, intraclastos de lodolita negra de hasta 1 mm de diámetro y bioturbación con icnofósiles en tubos horizontales de 2 mm de diámetro y 2-3 cm de largo.

Segmento B: 103.5 m de arenita de cuarzo de colores blanco y crema, predominantemente fina y localmente muy fina en capas onduladas delgadas a medias que forman conjuntos de capas ("bedsets") de 1-3 m y ocasionalmente hasta de 6 m. Las capas de arenita en general se presentan separadas por láminas discontinuas medias a gruesas de lodolita negra y ocasionalmente por capas muy delgadas. Excepcionalmente se encuentran hacia el tope del conjunto capas gruesas y muy gruesas (hasta de 3.7 m) de lodolita negra. También son comunes los conjuntos de capas (de hasta 3 m) compuestos por intercalaciones de capas muy delgadas onduladas discontinuas de lodolita negra y arenita muy fina con estratificación flaser, en proporciones aproximadamente iguales o donde predomina ligeramente la lodolita.

En el contacto arenita/lodolita generalmente se reconocen ondulitas; algunos de los contactos son ligeramente erosivos. Las arenitas son usualmente muy bien seleccionadas, limpias y friables, aunque esporádicamente se observa óxido de hierro como cemento. Se reconocen tres capas gruesas y una muy gruesa (2 m) de arenita muy gruesa a media, granodecrecientes, localmente con estratificación cruzada.

Las lodolitas intercaladas contienen láminas delgadas lenticulares de arenita muy fina blanca. En las capas

gruesas de lodolita, se aprecian esporádicas intercalaciones de capas muy delgadas a medias lenticulares de arenita fina con estratificación cruzada. La lodolita es por sectores carbonosa (en láminas muy finas) o contiene fragmentos vegetales carbonosos de menos de 1 mm, finamente diseminados, que están presentes en todo el segmento pero son más comunes en la parte superior. También en la parte superior del segmento, se observan dos horizontes con fragmentos de tallos y hojas completas que alcanzan varios centímetros.

La bioturbación es muy esporádica, solamente hacia la parte inferior del segmento se observa homogeneización por bioturbación en una capa muy gruesa (5 m) de arenita fina lodosa que en el tope incluye tubos horizontales de 1 cm de diámetro.

Segmento C: 52.6 m de lodolita negra en capas muy gruesas (2-6 m), con escasas capas delgadas, lenticulares de siderita y esporádicas intercalaciones de capas delgadas de arenita muy fina de cuarzo, fosfática, con moldes de bivalvos y con eventuales intraclastos de hasta 1 cm.

Hacia la parte superior del segmento, están presentes una capa muy gruesa (2 m) de arcillolita negra con capas muy finas lenticulares de siderita y una capa muy gruesa (1.6 m) de limolita negra con escasas láminas medias a gruesas, lenticulares de arenita blanca de cuarzo muy fina. En la base de esta capa de limolita se observan 3 cm de arenita muy fina, fosfática, con dientes de peces.

Segmento D: 18.6 m de arenita de cuarzo de grano muy fino a fino con intercalaciones menores de lodolita negra. La arenita se encuentra en capas delgadas a medias de color gris, paralelas a ligeramente onduladas, separadas por láminas gruesas y capas muy delgadas de lodolita negra. Las sucesiones de capas constituyen conjuntos de 1.5 a 4.5 m. Por sectores es común que las capas delgadas a medias que predominan en el conjunto estén constituidas por láminas delgadas a medias de intercalaciones de arenita y lodolita en proporciones iguales o con predominio ocasional de lodolita. Las arenitas son ocasionalmente glauconíticas, o contienen fragmentos fosfáticos.

En general, la bioturbación es importante y se encuentran incluso algunas capas gruesas de arenita de color gris homogeneizadas por bioturbación; las láminas de lodolita están completamente distorsionadas, dando a la roca un aspecto moteado o con pestañas de lodolita en todas direcciones. Los icnofósiles presentes consisten en tubos horizontales de 1-3 cm de diámetro, tubos en U de 1 cm de diámetro, 5 cm de altura y 3 cm de ancho (*Rhizocorallium*) y tubos verticales de 5 mm de diámetro.

Los 3.2 m del tope del segmento aumentan gradualmente de tamaño de grano hacia arriba ("coarsening-upward") comenzando en una capa gruesa de lodolita (de 50 cm) con láminas delgadas de arenita muy fina y terminando en el tope con una capa gruesa de arenita fina con abundantes intraclastos de lodolita negra, fragmentos fosfáticos, cemento calcáreo y conchas de bivalvos de 1-2 cm de diámetro. El paso de una litología a otra es totalmente transicional; se aprecia estratificación interna plano-paralela y eventualmente algunas ondulitas en los sectores donde la bioturbación no es muy intensa. El Segmento D está constituido por tres sucesiones gradualmente granocrecientes que se denominan parasecuencias (ver discusión de estratigrafía secuencial más adelante).

Segmento E: 20.3 m de arenita muy fina de cuarzo y lodolita negra en capas plano paralelas a suavemente ondulosas, delgadas y ocasionalmente medias, que constituyen conjuntos de capas de 1-2 m (Fig. 2c). En menor proporción se presentan capas delgadas a medias de arenita fina constituyendo dos conjuntos de 80 cm y 1 m. Los pellets y nódulos fosfáticos hasta de 3 cm de diámetro son comunes en las arenitas y a veces están asociados con glauconita; por sectores se encuentra cemento calcáreo y ocasionalmente una capa con abundantes conchas de bivalvos.

Las capas delgadas a medias de arenita muy fina, de color blanco a gris, están constituidas por láminas delgadas con alternancia de lodolita negra en proporciones menores; por sectores son comunes las ondulitas en las superficies de estratificación. La lodolita negra se encuentra en capas medias que presentan esporádicas intercalaciones de

láminas gruesas y capas muy delgadas de arenita muy fina; también se aprecian por sectores capas muy delgadas de lodolita negra separando las capas de arenita.

La bioturbación es muy común en el segmento; excepcionalmente se observa una capa muy gruesa (3.5 m) de arenita fina de color gris, totalmente homogeneizada por bioturbación. En las capas de lodolita se encuentran icnofósiles (reellenos de pellets fosfáticos y granos de arena) en tubos horizontales de 1-3 cm de diámetro y 20-30 cm de largo, ocasionalmente bifurcados como *Thalassinoides*.

Igual que en el segmento anterior, el Segmento E está constituido por sucesiones gradualmente granocrecientes con paso gradual de una a otra litología y cambio abrupto en la base de las lodolitas. La mayoría de estas sucesiones comienza con lodolita y termina con arenita fosfática de grano muy fino. Sin embargo, algunas de éstas son granodecrescientes, incluyendo arenitas de grano fino, y ocasionalmente medio, con bases abruptas que contienen intraclastos de lodolita negra y pellets fosfáticos de hasta 3 cm de diámetro.

Segmento F: 21.0 m de arcillolita y lodolita negra en conjuntos de capas hasta de 7 m alternando con proporciones menores de arenita muy fina de cuarzo de color crema en conjuntos de capas hasta de 2 m. Resaltan dos conjuntos de capas de arcillolita negra de 3 y 7 m de espesor con intercalaciones esporádicas de capas muy delgadas lenticulares de siderita y una capa delgada lenticular de arenita muy fina de cuarzo, con cemento calcáreo, pellets fosfáticos e intraclastos de hasta 1 cm de diámetro.



Fig. 2

Fig. 2a. Lodolitas negras con intercalaciones de arenitas de grano muy fino. Parte superior del segmento L de la Formación Chipaque por la Quebrada San Antonio. La sección está invertida.

Fig. 2b. Capa media (15 cm) de arenita fosfática granodecresciente de grano fino y muy fino, con base erosiva y abundantes fragmentos fosfáticos redondeados, que se interpreta como el resultado de una tormenta. Parte media del segmento L de la Formación Chipaque por la Quebrada San Antonio.

Fig. 2c. Vista general de aproximadamente 12 m de espesor de arenitas de grano muy fino y fino. Parte superior del segmento E de la Formación Chipaque por la Quebrada San Antonio. La sección está invertida y la lodolita negra que está en la parte baja de la foto es de la parte inferior del segmento F.

Fig. 2d. Arenitas de grano muy grueso y granular con estratificación cruzada e intercalaciones de capas delgadas de arenitas de grano grueso y lodolita. Segmento más superior de la Formación Une por la Quebrada San Antonio.

Fig. 2e. Arenitas fosfáticas grises de grano fino y medio con icnofósiles e intensa bioturbación. Parte media del segmento E de la Formación Arenitas de San Antonio (Guadalupe Inferior) por la Quebrada San Antonio.



Los conjuntos de capas en donde predomina la lodolita (siendo el más grueso de 3.6 m) presentan escasas láminas delgadas a medias y esporádicamente capas muy delgadas discontinuas de arenita muy fina de cuarzo. Así mismo, se observan láminas y capas muy delgadas de lodolita en los conjuntos de capas donde predomina la arenita muy fina de cuarzo. Excepcionalmente se observa una capa gruesa (40 cm) de arenita media a fina de cuarzo, granodecreciente, con intraclastos de lodolita negra y fragmentos fosfáticos; también se encontró una capa delgada de arenita fina con abundantes fragmentos de conchas de bivalvos, cemento calcáreo, intraclastos de lodolita negra y fragmentos fosfáticos de hasta 5 mm de diámetro.

Las ondulitas son muy comunes en todo el segmento, siendo la estructura predominante donde aparecen intercalaciones de arenita. La bioturbación es moderada a intensa; se aprecian tubos verticales de 5 mm a 1 cm de diámetro y 2-5 cm de alto (ocasionalmente rellenos de pellets fosfáticos) y también horizontales (algunos bifurcados) del mismo tamaño; están también presentes algunos *Thalassinoides* pequeños y *Rhizocorallium*. La bioturbación es muy intensa en algunas capas de arenita donde el sedimento se encuentra totalmente mezclado, sin estructuras fácilmente observables.

Segmento G: 14.8 m de arenita fina y muy fina de cuarzo, de colores crema y gris, en conjuntos de capas de

1.5 a 4 m. En este segmento está completamente subordinada la lodolita y solo se reconoce como láminas delgadas suavemente onduladas, discontinuas separando capas muy delgadas a medias de arenita. La bioturbación es moderada a intensa, con icnofósiles en tubos horizontales de 5 mm a 1 cm de diámetro.

Se reconocen algunos intraclastos de lodolita y fragmentos de glauconita. Algunas capas tienen cemento calcáreo con abundantes fragmentos de conchas de bivalvos de 2-3 cm de diámetro y unos pocos gasterópodos. Hay dos conjuntos de capas muy friables de arenita de cuarzo de grano fino de 2.7 y 3.4 m.

Segmento H: 97.4 m de lodolita y arcillolita negra (solo afloran los 8.4 m superiores y hay 89 m cubiertos hacia la base). Los 8.4 m de la parte superior son de lodolita y arcillolita negra con esporádicas capas muy delgadas, lenticulares de siderita. Por las características morfológicas del cubierto, se deduce que en su mayor parte son arcillolitas y lodolitas; parte de ellas se aprecian imperfectamente.

Segmento I: 29.2 m de intercalaciones de limolita, arenita muy fina de cuarzo y arcillolita negra. Se aprecian conjuntos de capas de 1-5 m compuestas por láminas delgadas y capas muy delgadas de litología alternante, con superficies de estratificación planas paralelas a onduladas. Las ondulitas son muy comunes, algunas tienen 3 cm de



Fig. 2 (Cont.)

Fig. 2f. Arenita muy fina de cuarzo con láminas oscuras de limolita y lodolita. Microbioturbación moderada a intensa en tubos horizontales de 2 mm a 1 cm, restringidos a las láminas. Parte superior del segmento C de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio) por la Quebrada San Antonio.

Fig. 2g. Lodolita negra e intercalación de cuarzoarenita fosfática de grano muy fino con *Thalassinoides*. Parte superior del segmento D de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio) por la Quebrada San Antonio.

Fig. 2h. Arenitas de grano grueso a muy grueso con intensa bioturbación. Parte media del segmento C de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior) por la Quebrada San Antonio. Notese la distorsión por bioturbación de las lodolitas y hacia la derecha los intraclastos en la base de la arenita.

Fig. 2i. Intensa bioturbación e icnofósiles en tubos horizontales de 1 cm de diámetro en láminas y capas muy delgadas de lodolitas y cuarzoarenitas de grano muy fino. Parte media del segmento D de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior) por la Quebrada San Antonio. El corte es diagonal a la estratificación.

Fig. 2j. Lodolitas grises, lodolitas carbonosas y carbón. Parte inferior de la Formación Guaduas por la Quebrada Guadualera.

Fig. 2k. Conjunto muy homogéneo de cuarzoarenitas limpias de grano medio a grueso. Parte inferior del segmento D de la Formación Socha Inferior por la Quebrada Guadualera.



altura y sus crestas están espaciadas 50 cm. No se aprecia bioturbación en el segmento.

Hacia la parte inferior del segmento se encuentra una capa muy gruesa (1.7 m) de lodolita negra con esporádicas capas muy delgadas lenticulares de siderita.

El segmento está intensamente afectado por su proximidad a la pared de una falla inversa. Se observan varias fallas inversas paralelas a la estratificación e intensa microdeformación restringida a algunas capas.

Segmento J: 70.0 m de lodolita y arcillolita negra (hay 57 m cubiertos en la mitad del paquete y solamente afloran 6 m de la base y 7 m del tope; la base está limitada por una falla inversa de dirección N80°E y buzamiento 85°SE que hace que se pierda un poco de sección). Los 6 m de la base son de arcillolita negra con algunas capas muy finas, lenticulares de siderita y muy esporádicas capas delgadas de arenita muy fina fosfática. Los 7 m superiores son de lodolita negra con esporádicas láminas delgadas y capas muy delgadas lenticulares de arenita de cuarzo muy fina blanca.

El sector cubierto del segmento J en la Quebrada San Antonio se encuentra expuesto en la Quebrada Vara Santa, donde se aprecia la predominancia de lodolita negra con intercalaciones menores de arenita de grano muy fino y fino.

Segmento K: 20.8 m de arenita fina a muy fina de cuarzo, de colores crema y gris, en capas medias a gruesas que ocasionalmente forman conjuntos de capas de hasta 4 m. La estratificación interna de las capas está constituida por láminas finas onduladas a gruesas de lodolita negra, que por sectores son abundantes.

La lodolita negra intercalada en la arenita ocasionalmente alcanza espesores de capa muy delgada. Excepcionalmente se encuentra una capa muy gruesa (3 m) y una gruesa (60 cm) de lodolita negra, que incluye esporádicas láminas delgadas a medias, discontinuas de arenita muy fina.

Las capas delgadas a medias (esporádicamente gruesas) de arenita de grano fino, son granodecrecientes y tienen bases erosivas con intraclastos de lodolita, fragmentos de conchas, cemento calcáreo y fragmentos fosfáticos de hasta 4 cm. La capa media que constituye el tope del segmento tiene intraclastos de arenita fina de hasta 10 cm de diámetro.

La bioturbación es moderada a intensa, por sectores el sedimento está totalmente homogeneizado y sólo se observan pestañas de lodolita. Son comunes los icnofósiles

en tubos horizontales irregulares de 1-4 cm de diámetro pero también se presentan tubos verticales de 1-2 cm de diámetro.

Segmento L: 48.5 m de lodolita y arcillolita negra en capas muy gruesas y conjuntos de capas de 2-7 m, alternando con conjuntos de capas de 1-3 m de arenita muy fina de cuarzo de color gris, con abundantes láminas paralelas y onduladas de lodolita negra.

Las capas muy gruesas de arcillolita (Fig. 2a) están separadas por esporádicas intercalaciones de siderita al igual que de arenita muy fina de cuarzo en capas discontinuas muy delgadas a delgadas (de 2-5 cm y ocasionalmente de 10 cm). Las capas de lodolita contienen esporádicas intercalaciones de capas delgadas de arenita muy fina con abundantes fragmentos fosfáticos y cemento calcáreo. Excepcionalmente hay una capa media (15 cm) de arenita muy fina, granodecreciente, con base erosiva y fragmentos fosfáticos redondeados de hasta 5 mm de diámetro (Fig. 2b).

Los conjuntos de arenita muy fina en capas de varios metros de espesor están de moderada a intensamente bioturbados. Esta bioturbación se desarrolla a microescala en láminas delgadas a medias y también a mayor escala, donde la bioturbación es casi total en capas homogeneizadas; en estas últimas, se aprecian abundantes tubos horizontales y verticales de 5-10 mm de diámetro. Cuando la bioturbación no es muy intensa, se aprecia estratificación en láminas delgadas con abundantes intercalaciones de lodolita negra.

Segmento M: 9.8 m de arenita muy fina y fina de cuarzo de color gris en conjuntos de capas de 1-4 m compuestos por capas delgadas a muy delgadas con estratificación paralela a suavemente ondulosa; las capas mencionadas están a su vez compuestas por láminas delgadas con abundantes intercalaciones de lodolita negra.

Las intercalaciones de lodolita negra son localmente comunes, alcanzando 3-20 cm de espesor; excepcionalmente se encuentra una capa de 1.1 m con esporádicas láminas delgadas de limolita de color blanco y varios lentes de siderita.

Algunos de los conjuntos de capas son granocrecientes y otros son granodecrecientes hacia el tope. En la base del segmento se encuentra un conjunto de capas de arenita de 80 cm de espesor que hacia el tope contiene espinas y vertebras de peces, oolitos, pellets y otros fragmentos fosfáticos redondeados de hasta 1 cm de diámetro; sobre este conjunto yacen 80 cm de capas medias de lodolita

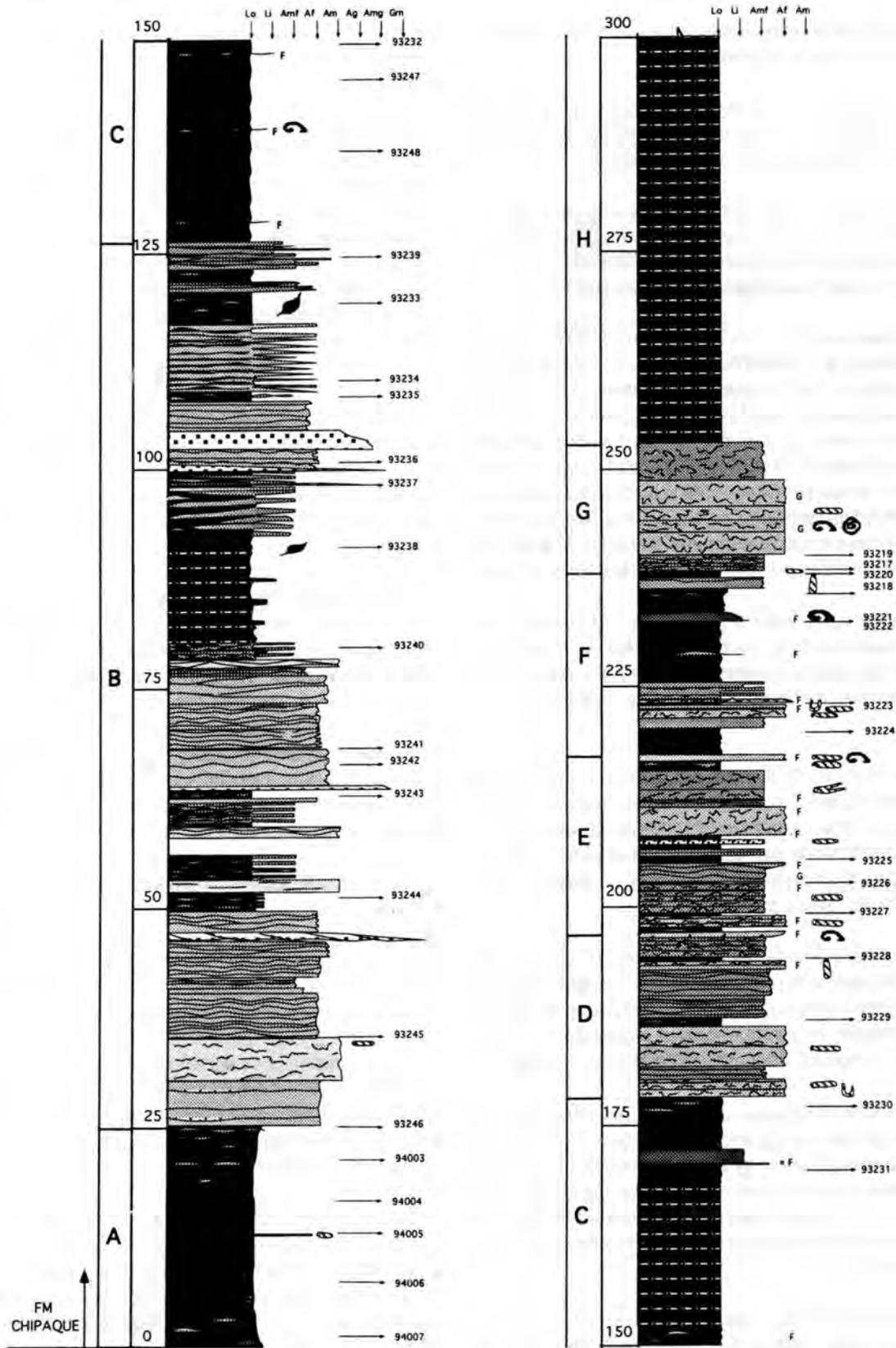


Fig. 4a. Parte inferior de la Formación Chipaque (Qdas. San Antonio y La Colorada).

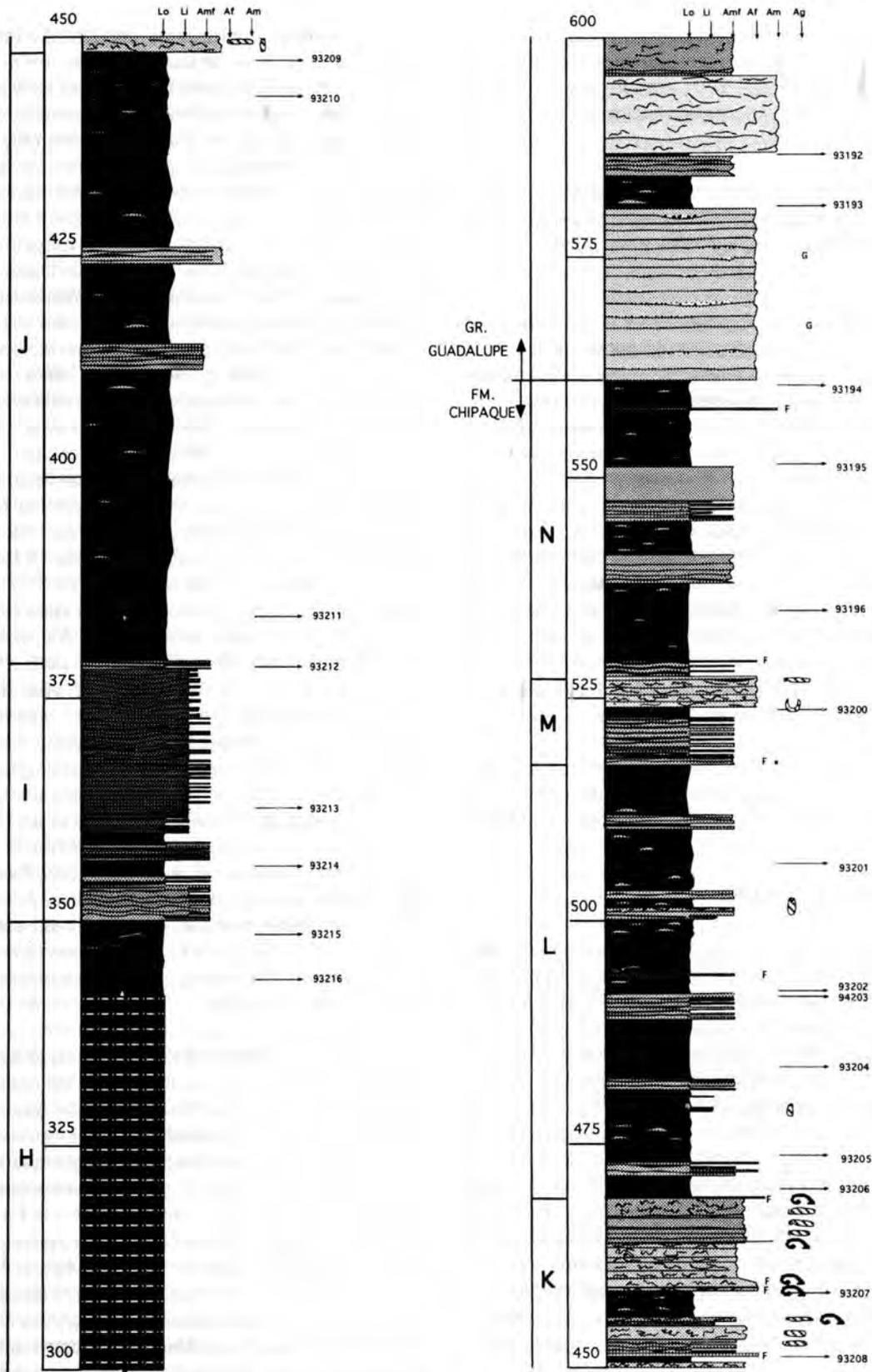


Fig. 4b. Parte superior de la Formación Chipaque (Qdas. San Antonio y Varasanta).

negra y arenita muy fina de cuarzo intercaladas. Hacia la parte media del segmento se encuentra un conjunto de capas de arenita de 3.7 m de espesor que en su base contiene abundantes fragmentos fosfáticos de hasta 1 cm de diámetro.

Las ondulitas son comunes a abundantes en todo el segmento y la bioturbación es moderada a intensa, con tubos horizontales longitudinales y en "U" de 1 cm de diámetro.

Segmento N: 33.5 m de lodolita y arcillolita negra en capas muy gruesas y conjuntos de capas de 4-10 m de espesor que internamente presentan esporádicas capas delgadas lenticulares de arenita muy fina de cuarzo. Estos conjuntos de capas de lodolita están intercalados hacia la parte media del segmento con 2 capas muy gruesas (3.2 y 2.4 m) de arenita muy fina de cuarzo de colores crema y gris, con intercalaciones esporádicas a comunes de lodolita negra en láminas y capas delgadas. En general, las sucesiones que componen el segmento son granocrecientes (parasecuencias) y dos de ellas concluyen con capas medias de arenita fina a media que contienen escasos a abundantes fragmentos tamaño arena de pellets fosfáticos, además de intraclastos de lodolita negra. En general, el tamaño promedio de grano de estas parasecuencias, aumenta hacia el tope del segmento.

La bioturbación en el segmento es en general muy baja, la estratificación interna está constituida por láminas muy delgadas, plano-paralelas a esporádicamente onduladas, por sectores plano-paralelas discontinuas.

3.2. GRUPO GUADALUPE

La unidad conocida como Guadalupe (HETTNER 1892) se puede reconocer no sólo en una gran extensión de la Cordillera Oriental, donde está su localidad tipo en el área de Bogotá, sino que también se encuentra aflorando en una gran extensión de su flanco oriental y en el área referida como Piedemonte Llanero. En este trabajo se sigue la nomenclatura propuesta por RENZONI (1963, 1968), quien precisó los límites del Grupo Guadalupe, considerándolo como una unidad predominantemente arenosa que suprayace e infrayace unidades lodolíticas, que son respectivamente la Formación Chipaque y la Formación Guaduas. RENZONI (1963) dividió el Grupo Guadalupe de base a techo en tres unidades de rango formacional así: Formación Arenisca Dura, Formación Plaeners y Formación Labor y Tierra (referida de aquí en adelante como Formación Labor-Tierra para evitar confusiones gramaticales y estratigráficas).

La nomenclatura propuesta por RENZONI (1963) es diferente a la de PÉREZ & SALAZAR (1978), en que estos últimos dividen la Formación Labor-Tierra en Formación Arenisca de Labor y Formación Arenisca Tierra. No obstante que el trabajo de PÉREZ & SALAZAR contiene muy buenas descripciones litológicas y sedimentológicas, que permitieron un significativo avance en el conocimiento del Grupo Guadalupe, dividir el segmento superior arenítico en dos formaciones no es práctico para adelantar el proceso de cartografía geológica y se presta a potenciales errores de correlación. Es así como los 15 m de intercalaciones de lodolitas y arcillolitas que separan la Arenisca de Labor de la Arenisca Tierra y que PÉREZ & SALAZAR incluyen en la parte más superior de la Arenisca de Labor, han sido correlacionados incorrectamente con una unidad lodolítica denominada Los Pinos (ULLOA en VARGAS *et al.* 1981). La unidad Los Pinos tiene 150-250 m de espesor y se ha cartografiado como infrayacente a la Arenisca Tierra y suprayacente a diferentes unidades como al Miembro Arenisca de Labor (Plancha 192- Laguna de Tota, ULLOA *et al.* 1973a; Plancha 190- Chiquinquirá, ULLOA & RODRÍGUEZ 1978), al Miembro Plaeners (Plancha 172- Paz del Río, ULLOA *et al.* 1973b) o a la Formación La Luna (Planchas 136- Málaga y 152- Soatá, VARGAS *et al.* 1976a, b; Planchas 137- El Cocuy y 153- Chita, FABRE *et al.* 1982, 1983). La unidad Los Pinos no sólo tendría una posición aparentemente variable en cuanto a las unidades que suprayace, sino que no se conoce una adecuada descripción litológica (diferente de la leyenda de los mapas geológicos) ni definición estratigráfica publicada, razón por la cual a veces es referida como miembro (ULLOA *et al.* 1973a, b; ULLOA & RODRÍGUEZ 1978; VARGAS *et al.* 1976a, b, 1981) y a veces como formación (FABRE 1981, 1985; FABRE *et al.* 1982, 1983), con espesores muy variables. Además, se cree que correlacionar el paquete arenoso que suprayace a la unidad Los Pinos con la Arenisca Tierra es incorrecto y la correlación debe hacerse con la Formación Labor-Tierra de RENZONI (1963).

Para evitar los errores de correlación que surgen de dividir el segmento arenítico superior del Guadalupe, se considera que debe seguirse la división del grupo en tres unidades de rango de formación como lo propuso RENZONI (1963). Adicionalmente, proponemos aquí que una vez pueda reconocerse el Grupo Guadalupe como suprayacente a la Formación Chipaque e infrayacente a la Formación Guaduas, éste debe dividirse en tres unidades que aquí denominamos Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior. El Guadalupe Inferior y el Guadalupe Superior son de litología esencialmente arenítica-limolítica, mientras que el Guadalupe Medio es predominantemente lodolítico-limolítico. La denominación de Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior propuesta aquí,

se considera útil por cuanto evita confusión en las correlaciones, resalta las diferencias litológicas más importantes entre los tres segmentos y deja a un lado las diferencias litológicas internas menores. Con respecto a la localidad tipo del Grupo Guadalupe en el área de Bogotá, la Formación Arenisca Dura corresponde al Guadalupe Inferior, la Formación Plaeners al Guadalupe Medio y la Formación Labor-Tierna al Guadalupe Superior. Es importante resaltar de nuevo que el Grupo Guadalupe en el área de Bogotá, es en conjunto una unidad compuesta predominantemente por arenitas y limolitas silíceas con cantidades menores de lodolitas; en el caso de que la sucesión se aparte sustancialmente de este carácter arenítico-limolítico o una de las tres formaciones esté compuesta predominantemente por otras litologías como calizas o cherts, el nombre debe evitarse.

Se plantea aquí que la unidad denominada como Arenisca Tierna en algunos sectores de Boyacá y Santander, corresponde en posición estratigráfica con el Guadalupe Superior; ésta debiera referirse como Formación Labor-Tierna en las localidades donde su litología es realmente comparable con la del área de Bogotá. En cuanto a la unidad lodolítica denominada informalmente como Los Pinos, se plantea que tiene la misma posición estratigráfica del Guadalupe Medio. Finalmente, las sedimentitas que suprayacen a la Formación Chipaque e infrayacen la unidad Los Pinos y que han sido incorrectamente incluidas en el Miembro Labor-Plaeners (ULLOA *et al.* 1973a), en el Miembro Plaeners (ULLOA *et al.* 1973b), o en la Formación La Luna (VARGAS ET AL. 1976a, b, 1981; FABRE 1981, 1985; FABRE *et al.* 1982, 1983), tienen la misma posición estratigráfica del Guadalupe Inferior y, al menos en el área de las planchas 192- Laguna de Tota y 172- Paz del Río, una litología comparable con la de la Formación Arenisca Dura (cuarzoarenitas de grano muy fino y limolitas silíceas; hacia el tope arenitas de grano fino y esporádicamente medio). Según la leyenda de la plancha 192 (ULLOA *et al.* 1973a) se lee: "Mbros. Labor-Plaeners, Ksglp: en la base y la parte media, limolitas silíceas con intercalaciones de areniscas y frecuentes niveles fosfáticos. En la parte superior areniscas". En la leyenda de la plancha 172 (ULLOA *et al.* 1973b) se indica: "Plaeners, Ksgp: limolitas silíceas con intercalaciones de areniscas; en la parte superior areniscas de grano fino a medio, cuarzosas".

Por otro lado, FABRE (1981, 1985) reporta para el área de El Cocuy una sucesión del Campaniano temprano, compuesta por limolitas silíceas fracturadas en forma de panelitas (liditas o plaeners) con abundantes foraminíferos bentónicos del género *Siphogenerinoides*, cherts y arenitas finas a medias de cuarzo, en los 150 m superiores de la "Formación La Luna" e infrayaciendo a la unidad Los Pinos.

Se establece que en ningún caso ésta parte de la sucesión debe incluirse en la Formación La Luna porque su litología y posición estratigráfica no son comparables con las de la localidad tipo de la Formación La Luna (GARNER 1926; HEDBERG & SASS 1937) en Venezuela Occidental (Quebrada La Luna en el Distrito de Perijá). De acuerdo con GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980: p. 249), los desarrollos más típicos de la Formación La Luna en el área de Perijá, Estado Zulia, incluyen micritas laminadas bituminosas (pelágicas) con intercalaciones de lutitas calcáreas negras; hacia la parte superior se encuentran frecuentes intercalaciones de cherts negros con restos de peces; los fósiles de amonitas y foraminíferos en conjunto indican edades de Cenomaniano, Turoniano, Coniaciano y Santoniano. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) indican que el contenido de calizas micríticas negras de ambientes euxínicos predomina y es notoriamente uniforme en las regiones de Perijá y Lago de Maracaibo.

Entonces, la Formación La Luna de Venezuela se correlaciona temporalmente y tiene más afinidades laterales con la Formación Chipaque de Colombia que con el segmento inferior del Grupo Guadalupe. Este suprayace a la Formación Chipaque e infrayace a la unidad Los Pinos; no debe correlacionarse ni con la Arenisca de Labor, ni con la Formación Plaeners ni con la Formación La Luna. La unidad los Pinos debe ser mejor documentada en su localidad tipo y elevada al rango de Formación Los Pinos; por ahora nos referiremos a ella como Guadalupe Medio.

En conclusión, el Grupo Guadalupe en su localidad tipo en el área de Bogotá y en otras localidades de la Cordillera Oriental donde puede reconocerse, es una unidad en conjunto predominantemente arenítica-limolítica que puede dividirse en tres segmentos. En las localidades donde no se conserva este carácter arenítico-limolítico, el nombre de Grupo Guadalupe debe evitarse. Lo que seguramente sí será muy útil, para propósitos de correlación, es reconocer formaciones que a pesar de no tener la misma litología tengan la misma posición estratigráfica del Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior. El Grupo Guadalupe incluye desde el Campaniano temprano hasta el Maastrichtiano temprano (ver discusión palinológica y secuencial más adelante).

Considerando el Grupo Guadalupe como una unidad compuesta principalmente por arenitas y limolitas de cuarzo como se indicó, su reconocimiento regional será muy claro entre las Formaciones Chipaque y Guaduas. Sin embargo, como existen algunas diferencias litológicas internas de una localidad a otra entre las tres formaciones que componen el Grupo Guadalupe, se propone que se utilicen nombres formacionales diferentes para los segmentos inferior, medio y superior del grupo; así, podrán identificarse con precisión

y potencial de correlación sus componentes. Donde la litología corresponda a las Formaciones Arenisca Dura, Plaeners y Labor-Tierna, debe emplearse esa nomenclatura; por el contrario, si la litología presenta diferencias pero aún puede reconocerse el Grupo Guadalupe y dividirse en Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior, el uso de nombres formacionales diferentes a los del área de Bogotá para las tres divisiones se justificaría.

En el área de San Luis de Gaceno y en general en el Piedemonte Llanero, la litología del Grupo Guadalupe es notoriamente más gruesa que la de la localidad tipo. Esta es una situación opuesta a la de las secciones estratigráficamente equivalentes en las planchas 152- Soatá, 153- Chita, 136- Málaga y 137- El Cocuy, que tienen una granulometría más fina que la del área de Bogotá. En el área del Piedemonte Llanero se puede reconocer muy bien el Grupo Guadalupe (suprayaciendo a la Formación Chipaque e infrayaciendo a la Formación Guaduas) y las tres unidades de rango formacional correspondientes al Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior. Sin embargo, debido a que las diferencias texturales internas mencionadas son significativas con respecto a las del área de Bogotá, se propone una nueva denominación para las tres formaciones del Grupo Guadalupe en el Piedemonte Llanero.

El Guadalupe Inferior (Formación Arenisca Dura) del área de Bogotá está compuesto predominantemente por cuarzoarenitas de grano muy fino y por limolitas silíceas. De acuerdo con PÉREZ & SALAZAR (1978), el 63.8% de la unidad es arenita (en su casi totalidad de grano muy fino) y el resto está constituido por intercalaciones de limolitas, lilitas y arcillolitas. En contraste, el Guadalupe Inferior del Piedemonte Llanero está compuesto predominantemente por cuarzoarenitas de grano fino (39.2%) y medio (24.8%), estando la limolita silícea prácticamente ausente (0.6%). El tamaño de grano más grueso del Guadalupe Inferior en el área de Bogotá se encuentra en la parte superior de la unidad, donde se presentan algunos bancos de arenitas finas y esporádicas porciones de grano medio, mientras que en el área del Piedemonte Llanero, también hacia la parte superior de la unidad, se encuentran arenitas de grano grueso (8.5%) y muy grueso (0.9%) y esporádicamente conglomerados de gránulos (0.3%). El cambio litológico del Guadalupe Inferior del Piedemonte Llanero es lo suficientemente importante para impedir denominar a la unidad como Formación Arenisca Dura y por lo tanto proponemos formalmente el nombre de Formación Arenitas de San Antonio para esta parte de la sucesión. Se deja en claro que las dos unidades tienen la misma posición estratigráfica y se plantea que la unidad del Piedemonte Llanero tiene granulometría más gruesa por haberse

depositado en una posición más proximal al borde E de la cuenca. Adicionalmente, desde el punto de vista de la organización del conocimiento geológico y de la exploración de recursos es importante registrar cambios granulométricos de esta naturaleza; aparte de ser de grano relativamente grueso, las arenitas de esta parte de la sucesión son friables y aparentemente poseen porosidades importantes.

El Guadalupe Medio del área de Bogotá (Formación Plaeners) está constituido, de acuerdo con PÉREZ & SALAZAR (1978), por 41.6% de arcillolita y lodolita de colores gris y crema, 38.7% de lilitas, porcelanitas y limolitas silíceas (algunas con fractura prismática ortogonal que recibieron el nombre de "plaeners"), 15.1% de finas intercalaciones de las anteriores litologías y 4.6% de arenita. En contraste, en el área del Piedemonte Llanero se encuentra un porcentaje importante de arenita (24.9%), las limolitas silíceas con fractura prismática ortogonal están prácticamente ausentes (menos del 5%) y la litología predominante es la lodolita oscura (64%). Aunque la litología del Guadalupe Medio del Piedemonte Llanero es comparable a la del área de Bogotá, por tratarse de una unidad de grano predominantemente fino entre las arenitas superior e inferior del Grupo Guadalupe, la litología del Piedemonte Llanero es notoriamente más gruesa que la del área de Bogotá. Consecuentemente, se propone para esta parte de la sucesión del Piedemonte Llanero el nombre de Formación Lodolitas de Aguacaliente.

El Guadalupe Superior del área de Bogotá (Formación Labor-Tierna) se compone predominantemente de cuarzoarenitas medias a gruesas, mientras que en el Piedemonte Llanero la litología más abundante es cuarzoarenita de grano muy grueso (44.3%) que por sectores incluye conglomerado de gránulos (3.8%), siguiendo en abundancia la cuarzoarenita de grano grueso (20.9%) y medio (20.0%). Para el Guadalupe Superior del Piedemonte Llanero se propone el nombre de Formación Arenitas de San Luis de Gaceno.

En conclusión, la unidad predominantemente arenosa que se denominó como Grupo Guadalupe (HETTNER 1892; RENZONI 1963, 1968) en el área de Bogotá, puede también reconocerse en el flanco oriental de la Cordillera Oriental y en el Piedemonte Llanero. Así mismo, se ha planteado que para propósitos de correlación litológica es muy útil reconocer tres divisiones del Grupo Guadalupe en Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior. Para estas tres divisiones del Grupo Guadalupe se proponen formalmente nombres de rango formación que a continuación se describen y definen.

La sección tipo de las tres formaciones que componen

el Grupo Guadalupe del Piedemonte Llanero se sitúa en la Quebrada San Antonio, aproximadamente 5 km al WNW de la población de San Luis de Gaceno. Las coordenadas son: X= 1'026.500 a 1'027.100, Y= 1'096.500 a 1'096.575 (Plancha 229-II-C, 1:25.000 IGAC, 1965). El tope del Grupo Guadalupe aflora muy cerca del puente de la Carretera Santa María - San Luis de Gaceno sobre la Quebrada San Antonio. Este puente está cartografiado en la plancha mencionada muy cerca a la desembocadura de la Quebrada San Antonio en el Río Lengupá, pero años más tarde fué reubicado unos 200 m aguas arriba de la misma.

Aunque la Quebrada recibe el nombre de San Antonio en la plancha del IGAC, es más conocida por los habitantes de la región como Quebrada Aguacaliente. Esto se debe a que en el lado S del Río Lengupá, al otro lado de la desembocadura de la Quebrada San Antonio (o Aguacaliente), se encuentra una fuente de aguas termales.

3.2.1. FORMACIÓN ARENITAS DE SAN ANTONIO (GUADALUPE INFERIOR). Se propone formalmente el nombre de Formación Arenitas de San Antonio para una sucesión de 214.8 m de espesor compuesta predominantemente de cuarzoarenitas de grano fino y medio (Figs. 2e, 5), que suprayace en contacto concordante pero abrupto a las lodolitas de la Formación Chipaque del Grupo Villeta e infrayace a la Formación Lodolitas de Aguacaliente. La Formación Arenitas de San Antonio corresponde en posición estratigráfica con el Guadalupe Inferior y la Formación Lodolitas de Aguacaliente con el Guadalupe Medio. El nombre de la formación se deriva de su composición litológica predominantemente arenítica y de la Quebrada San Antonio.

La Formación Arenitas de San Antonio en su localidad tipo está compuesta por 39.2% de arenita de grano fino, 24.8% de arenita de grano medio, 14.7% de lodolita, 11.0% de arenita de grano muy fino, 8.5% de arenita de grano grueso, 0.9% de arenita de grano muy grueso, 0.6% de limolita y 0.3% de conglomerado de gránulos. La unidad se ha dividido en segmentos de base a tope así:

Segmento A: 53.1 m de arenita de cuarzo de color crema o amarillo grisáceo, de grano fino y muy fino, por sectores glauconítica, en capas muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 13 m de espesor. Estos conjuntos están generalmente compuestos por capas delgadas a medias con esporádicas intercalaciones de lodolita de menor espesor o se presentan homogeneizados por intensa bioturbación constituyendo capas muy gruesas.

La intercalación más común de lodolita negra está constituida por láminas finas que se presentan separando

las capas de arenita. La proporción de lodolita es por sectores abundante y excepcionalmente se encuentra en capas medias; resaltan dos conjuntos de capas de 1.5 y 3.7 m de espesor, que a su vez incluyen intercalaciones esporádicas de arenita muy fina blanca en capas muy delgadas y láminas.

Aunque el segmento está constituido primordialmente por arenita fina y muy fina, se encuentra excepcionalmente una capa muy gruesa (6 m) de arenita media de cuarzo, totalmente homogeneizada por bioturbación y con esporádicas láminas y pestañas irregulares de lodolita negra.

Las ondulitas son comunes en el segmento. La bioturbación es intensa y por sectores deja el sedimento totalmente mezclado, encontrándose ocasionalmente icnofósiles en tubos horizontales superpuestos con diámetros de 5-10 mm, como *Planolites*. Algunas capas de arenita contienen intraclastos de lodolita negra de hasta 1 mm de diámetro.

Segmento B: 21.4 m de lodolita negra en capas muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 7.5 m de espesor con algunas intercalaciones de láminas delgadas de limolita blanca o capas delgadas de arenita fina y muy fina de cuarzo. En menor proporción, se encuentran en el segmento capas medias a gruesas y conjuntos de capas de 1.2-2.6 m de espesor, de arenita de cuarzo de grano muy fino a medio. Estas últimas tienen a su vez intercalaciones de lodolita negra en láminas y capas delgadas.

La estratificación interna es usualmente plana paralela continua a discontinua, pero en los sectores arenosos las ondulitas están presentes. Los fragmentos y pellets fosfáticos son comunes a abundantes en todo el segmento, apreciándose también intraclastos de hasta 1 mm de diámetro de lodolita y arenita. Hacia el tope del segmento, en la parte superior de un conjunto arcilloso de 7.5 m de espesor se observan icnofósiles en tubos horizontales de 1 cm de diámetro.

Segmento C: 40.5 m de arenita fina de cuarzo, por sectores fina a muy fina; esporádicamente fina a media. En capas gruesas a muy gruesas conformando conjuntos de capas de hasta 17 m de espesor. La lodolita está presente en el segmento en proporción muy baja, generalmente como láminas finas en los topes de ondulitas, pero más frecuentemente están totalmente distorsionadas y mezcladas por bioturbación. Hacia la base del segmento son un poco más frecuentes las intercalaciones de lodolita, alcanzando a formar capas muy delgadas; excepcionalmente se aprecia una capa gruesa de lodolita negra (40 cm)

que a su vez tiene intercalaciones de capas muy delgadas de arenita fina.

Los sedimentos están intensamente bioturbados por sectores, apreciándose los icnofósiles mejor preservados en los sectores donde la lodolita está presente. Estos están compuestos usualmente por tubos superpuestos horizontales de 1 cm de diámetro como *Planolites*; ocasionalmente se observan tubos horizontales en U, cortos, de 1 cm de diámetro. Los fragmentos y pellets fosfáticos son abundantes junto con intraclastos de lodolita que no pasan de 1 mm de diámetro. Una capa muy gruesa (5.3 m) de arenita fina contiene abundantes restos de conchas de bivalvos de aproximadamente 5 cm de diámetro. Debajo de esto último se observan dos capas de 1.5 m de altura con estratificación cruzada hacia el W y NW en arenita fina.

Segmento D: 28.5 m de arenita fina a media de cuarzo, por sectores muy fina. En capas muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 7 m de espesor. La lodolita está presente en cantidades menores, usualmente como láminas delgadas que localmente son abundantes; también se encuentran capas medias a gruesas y excepcionalmente una capa muy gruesa (3.7 m) de lodolita negra en la base del segmento. Esta última contiene esporádicas láminas delgadas de limolita blanca.

La bioturbación es moderada a intensa; solamente en el tope del conjunto inferior de arcillolita negra se aprecian icnofósiles en forma de nódulos verticales de 1-2 cm de diámetro y 3-4 cm de alto, rellenos de pellets fosfáticos, arenita muy fina y pirita. Suprayaciendo esta capa se encuentran 50 cm de arenita media de cuarzo, fosfática, con ondulitas hacia el tope y dos juegos de estratificación cruzada (de 20 cm de altura) hacia el W y NW. Hacia la parte media del conjunto también se aprecian juegos con estratificación cruzada (20-30 cm de altura), pero de dirección opuesta hacia el E y SE; estos son diferentes porque están en arenita fina y los frentes de las dunas están indicados por láminas de lodolita negra. Las ondulitas están presentes esporádicamente en todo el segmento y se aprecian mejor cuando hay láminas de lodolita.

Segmento E: 13.3 m de arenita media de cuarzo con intercalaciones de lodolita negra. La arenita se presenta en capas gruesas a muy gruesas, de las cuales la mayor tiene 3.4 m de espesor; la lodolita forma conjuntos de capas de hasta 1.7 m de espesor compuestos por capas medias a gruesas, con intercalaciones de capas delgadas a muy delgadas de arenita media. Dentro de los conjuntos de capas de arenita también se encuentran algunas intercalaciones de lodolita en capas delgadas a medias.

La bioturbación es en general intensa en el segmento; a veces las arenitas están totalmente homogeneizadas siendo de color gris (Fig. 2e) y se encuentran icnofósiles compuestos por tubos horizontales de 1-3 cm de diámetro y menos comúnmente tubos verticales de 1 cm de diámetro rellenos de intraclastos y pellets fosfáticos.

Segmento F: 36.8 m de arenita de cuarzo de grano medio, friable, que hacia la base del segmento es de grano fino y hacia el tope es de grano grueso a conglomerático granular. Se encuentra en capas muy gruesas, de hasta 10 m de espesor, por sectores intensamente bioturbadas. Los restos de conchas de bivalvos son muy comunes hacia la parte media del segmento, en una capa de arenita media de 10 m de espesor. La mayoría de estas conchas alcanza 5 cm de diámetro y están asociadas con los tamaños de grano más gruesos a todo lo largo del segmento.

La lodolita se presenta solamente como intraclastos de hasta 2 cm de largo. Ocasionalmente se encuentra una capa de 3.7 m de arenita media intensamente bioturbada, con esporádicas láminas irregulares de lodolita negra.

El conglomerado granular que se encuentra en la capa de arenita media a gruesa del tope del segmento, tiene 5 cm de espesor y posee además de restos fragmentados de conchas, fragmentos y pellets fosfáticos de 1 cm de diámetro y 2 cm de largo.

Segmento G: 21.2 m de arenita gruesa y media de cuarzo, friable, por sectores muy gruesa y conglomerática granular, en capas muy gruesas de hasta 9 m de espesor. Por sectores son comunes los intraclastos de lodolita y limolita de hasta 1 cm de diámetro. La estratificación es en general muy maciza y se cambia gradualmente de un tamaño de grano a otro; casi no se observan planos de estratificación excepto esporádicas superficies subhorizontales irregulares. En el tope del segmento se encuentran algunas superficies inclinadas hacia el E.

La lodolita es muy escasa en el segmento, estando presente como láminas irregulares en los sectores con intensa bioturbación. Ocasionalmente se encuentran capas delgadas y excepcionalmente hay una capa de lodolita negra de 1.2 m de espesor en la base del segmento. Esta última presenta intercalaciones de esporádicas láminas gruesas de limolita blanca.

La bioturbación es en general intensa en donde se presentan intercalaciones lodosas. En una capa delgada de lodolita negra, localizada en la parte superior del segmento, se encuentran icnofósiles en tubos delgados, de 1 cm de diámetro y 15-20 cm de largo.

3.2.2. FORMACIÓN LODOLITAS DE AGUACALIENTE (GUADALUPE MEDIO). Se propone formalmente el nombre de Formación Lodolitas de Aguacaliente para una sucesión de 157.5 m de espesor compuesta predominantemente de lodolitas (Fig. 5), que suprayace en contacto neto, concordante a la Formación Arenitas de San Antonio e infrayace a la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno. La Formación Lodolitas de Aguacaliente corresponde estratigráficamente con el Guadalupe Medio y la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno con el Guadalupe Superior. El nombre de la formación se deriva de su composición predominantemente lodolítica y de la Quebrada Aguacaliente, que es el nombre con el que la mayoría de los habitantes de la región conoce la Quebrada San Antonio.

La Formación Lodolitas de Aguacaliente en su localidad tipo está compuesta por 64.0% de lodolita, 18.9% de arenita de grano muy fino, 8.6% de limolita, 3.4% de arenita de grano fino, 2.4% de arenita de grano medio, 0.2% de arenita de grano grueso y el 4.0% se encuentra cubierto. La unidad se ha dividido en segmentos que de base a tope son:

Segmento A: 31.3 m de lodolita negra con intercalaciones menores de arenita de cuarzo de grano fino y medio. La lodolita se presenta en capas muy gruesas de hasta 8.6 m y más usualmente de 3-5 m de espesor. En estas últimas se encuentran esporádicas intercalaciones de láminas de limolita blanca. También se aprecian intercalaciones de lodolita negra y capas medias de lodolitas y limolitas silíceas con fractura ortogonal (plaeners) en prismas de 4-6 cm de lado, conformando un conjunto de capas de 5.2 m de espesor. Las capas delgadas a medias de lodolita negra son también comunes y eventualmente contienen láminas de arenita fosfática de grano fino.

Las arenitas, que están en menor proporción, se disponen en capas medias a gruesas, excepcionalmente muy gruesas, encontrándose una capa de arenita de 2.5 m de espesor, de grano fino y medio, intensamente bioturbada y con láminas onduladas irregulares de lodolita negra. Las arenitas son comúnmente fosfáticas, con abundantes pellets; algunas de ellas tienen cemento calcáreo y ocasionalmente son granodecrecientes. Excepcionalmente se observó un contacto erosivo en la base de una capa gruesa de arenita fosfática sobre una capa de 1.3 m de lodolita negra.

La bioturbación es común a lo largo del segmento, encontrándose icnofósiles en tubos horizontales de 5-10 mm de diámetro, con longitudes de 3-10 cm en U.

Segmento B: 34.8 m de intercalaciones de lodolita y

arcillolita negra, arenita de cuarzo de grano muy fino y limolitas silíceas con fractura prismática ortogonal (plaeners). La lodolita y arcillolita negra se encuentran en capas gruesas a muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 11 m de espesor con intercalaciones muy esporádicas de láminas de limolita o arenita muy fina blanca, que por sectores son calcáreas y alcanzan espesores de capas muy delgadas. También se observan capas muy delgadas de arenitas muy finas fosfáticas, capas delgadas de bioesparitas con gasterópodos de 1-2 cm de diámetro y capas medias, lenticulares de biomicrita con gasterópodos.

La arenita muy fina se distribuye en capas gruesas a muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 5.7 m de espesor. En estas son comunes las intercalaciones de lodolita negra como láminas delgadas, discontinuas e irregulares por bioturbación. En una capa de 40 cm de espesor con cemento calcáreo se encuentran abundantes bivalvos de concha gruesa de hasta 5 cm de diámetro; la base de esta es ligeramente erosiva y ocurren icnofósiles de *Thalassinoides* en la base y en el tope. Más abajo estratigráficamente (2.5 m), se reconoce también una delgada acumulación de conchas de 6-7 cm de diámetro, en la parte superior de una capa muy gruesa de arenita. Los pellets y fragmentos fosfáticos, además de los intraclastos de lodolita, son comunes en algunas de las capas de arenita.

Las lodolitas y limolitas silíceas con fractura ortogonal constituyen conjuntos de hasta 1.1 m, compuestos por capas delgadas que generalmente alcanzan 3-6 cm de espesor. Estas capas son muy duras y a veces presentan estratificación interna en láminas muy finas con tonalidades grises y marrón oscuro. Las capas silíceas se intercalan con arcillolitas negras, ricas en materia orgánica, que forman capas más blandas.

La bioturbación es en general intensa en el segmento, siendo relativamente comunes los tubos horizontales simples de 5-10 mm de diámetro y los *Thalassinoides* ya mencionados.

Segmento C: 48.4 m de intercalaciones de lodolita y arcillolita negra con arenitas de cuarzo de grano muy fino. La lodolita y arcillolita se encuentran en capas muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 22 m de espesor, que presentan esporádicas intercalaciones de capas muy delgadas y lentes alargados de biomicrita y limolita fosfática con pellets y dientes de peces. Los conjuntos de láminas delgadas de limolita blanca y lodolita oscura se presentan también asociados en capas delgadas. Algunas de las biomicritas contienen abundantes restos de conchas de bivalvos, conformando capas delgadas que lateralmente

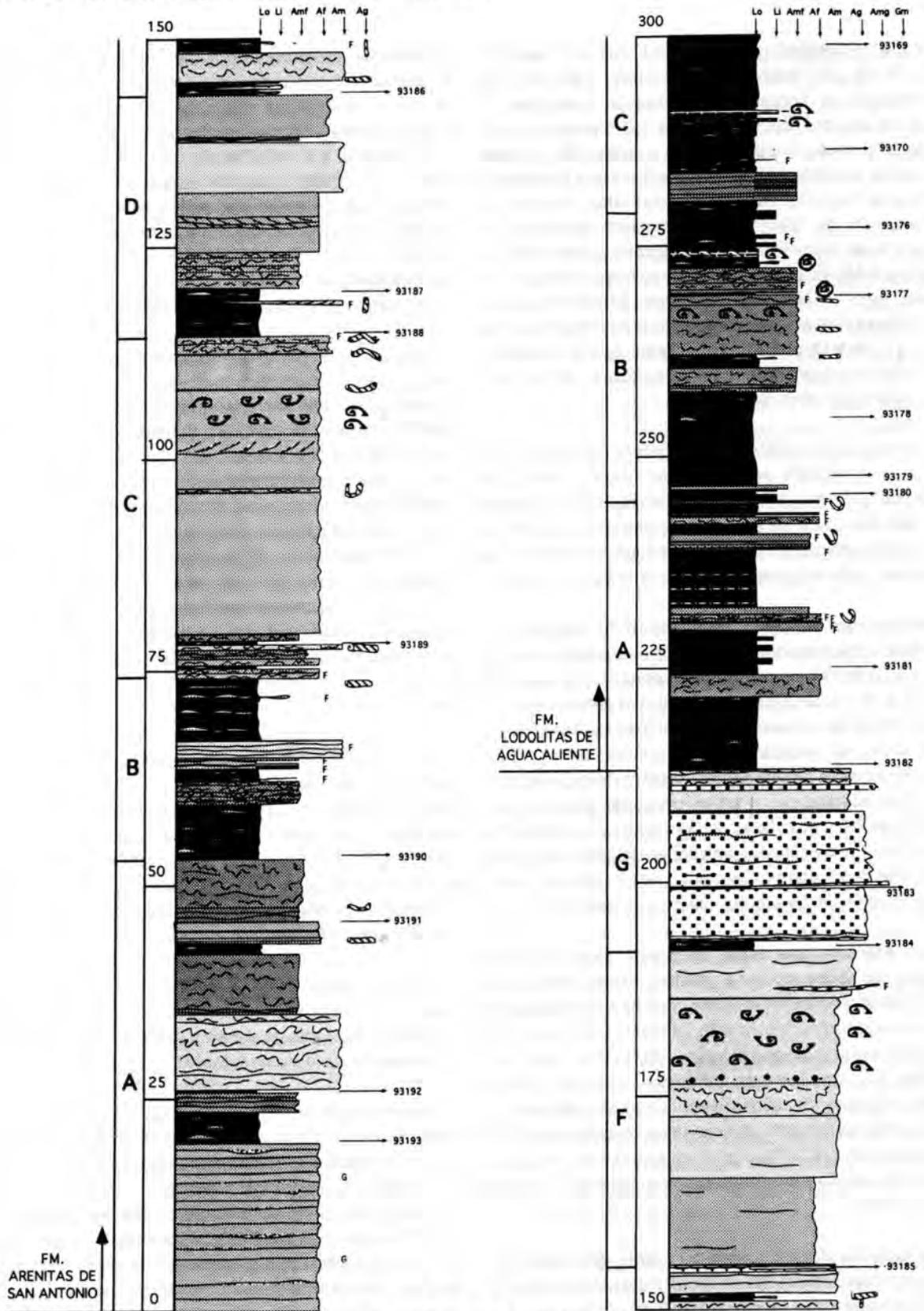


Fig. 5a. Formación Arenitas de San Antonio y parte inferior de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Q. San Antonio).

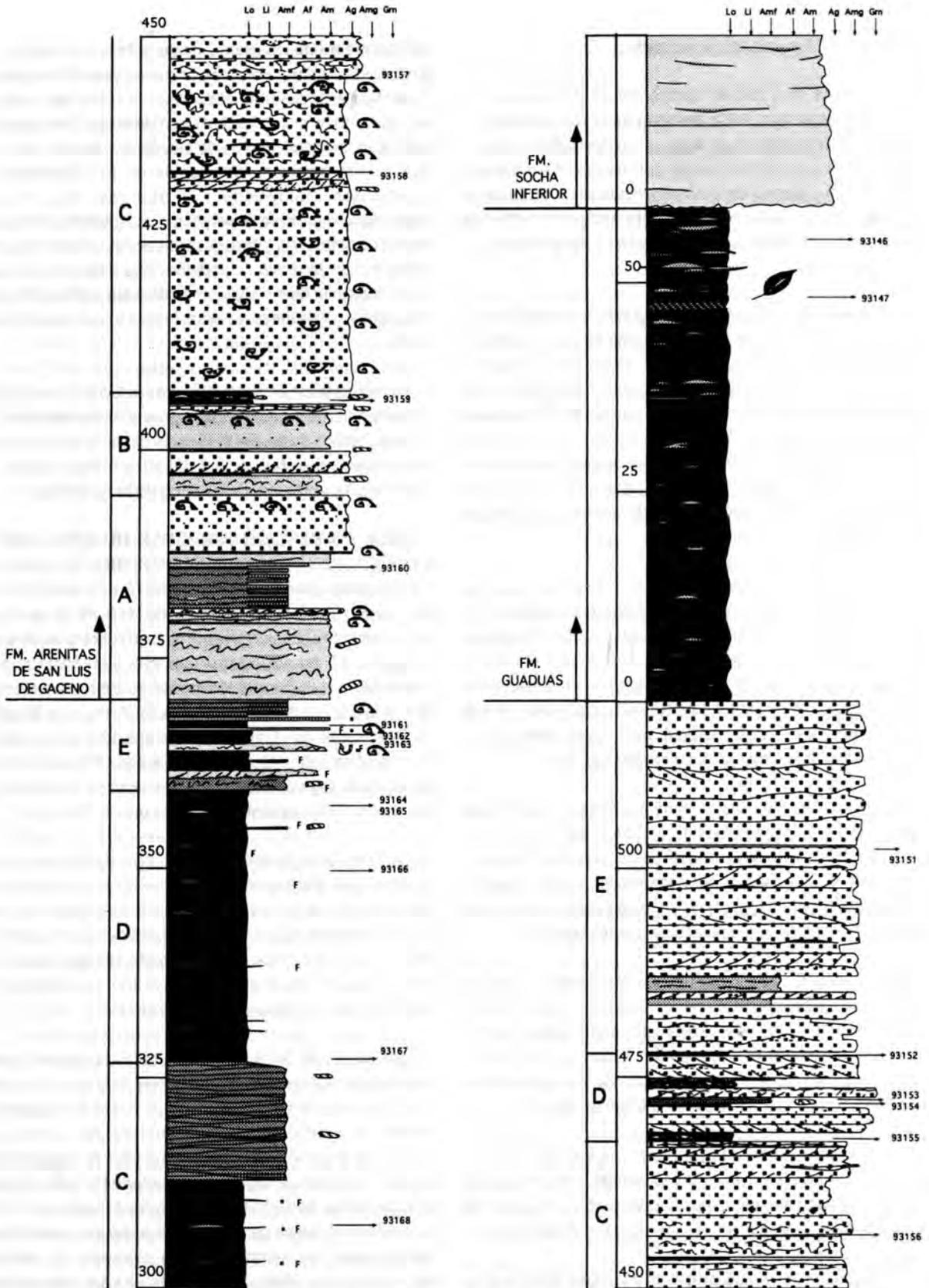


Fig. 5b. Parte superior Formación Lodolitas de Aguacaliente y Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Quebrada San Antonio). Formación Guaduas (Quebrada La Paz).

cambian a lentes calcáreos alargados.

La arenita muy fina se encuentra en 2 conjuntos de capas que alcanzan 3.3 m hacia la base del segmento y 14.0 m de espesor en el tope del mismo. Estos están compuestos por capas medias con moderada a intensa bioturbación y juegos de láminas delgadas, onduladas de lodolita y limolita oscura (Fig. 2f). Por sectores se pueden apreciar icnofósiles en tubos horizontales, simples de 2-10 mm de diámetro.

Segmento D: 32.5 m de lodolita negra en capas muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 22 m de espesor. Con esporádicas láminas delgadas de limolita blanca con cemento calcáreo y capas delgadas, lenticulares alargadas de micrita; también capas delgadas con acumulaciones de fragmentos fosfáticos y dientes de peces. En un nivel se encuentran moldes de bivalvos, que aparentemente son pectínidos. Las capas delgadas de micrita y esparita contienen intercalaciones menores de láminas delgadas de lodolita negra.

La arenita de cuarzo de grano muy fino se encuentra muy esporádicamente, en capas delgadas bioturbadas, que a su vez contienen láminas delgadas de lodolita negra. Excepcionalmente se reconoce una capa de lodolita y arenita muy fina de 20 cm de espesor, intensamente bioturbada y con icnofósiles en tubos horizontales de 5-6 cm de diámetro (*Thalassinoides*), rellenos de arenita muy fina, fosfática y con cemento calcáreo (Fig. 2g).

Eventualmente se encuentran láminas y concreciones de pirita o concreciones de calcita con pirita, de 3 cm de diámetro; los cristales diseminados de pirita en la lodolita negra también son abundantes por sectores. La bioturbación es muy escasa en las lodolitas, pero se aprecia intensa en las esporádicas intercalaciones de arenita muy fina.

Segmento E: 10.5 m de intercalaciones de lodolita negra y arenita de cuarzo en cantidades aproximadamente iguales. En capas medias a muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 2.2 m de espesor. Estos últimos están compuestos de intercalaciones de capas delgadas de arenita muy fina y capas muy delgadas de lodolita oscura.

La lodolita se presenta en capas de hasta 1.6 m de espesor, con esporádicas intercalaciones bioturbadas de láminas medias de arenita muy fina de cuarzo, algunas de las cuales alcanzan espesores de capas muy delgadas.

La arenita muy fina se presenta en capas bioturbadas de hasta 1.5 m, con láminas delgadas, onduladas de lodolita. Se encuentra una capa de 70 cm de espesor,

granodecreciente de grano medio a fino, con moldes de conchas de bivalvos, espinas de peces y restos fosfáticos; aquí hay icnofósiles horizontales con tubos de 1 cm de diámetro, en forma de U de 10 cm de largo. Se intercalan también dos capas medias de arenita media con restos de conchas de bivalvos, intraclastos de lodolita, pellets y fragmentos fosfáticos y espinas de peces. Excepcionalmente, se observó una capa lenticular corta de arenita de cuarzo de grano grueso y medio, de 40-75 cm de espesor, con láminas de lodolita, ondulas en el tope y acumulaciones de intraclastos inclinados hacia el W; aquí también son comunes los restos fosfáticos y las espinas de peces.

La bioturbación es relativamente común en el segmento, encontrándose los tubos horizontales en U ya mencionados y tubos horizontales de 1-10 mm de diámetro, algunos bifurcados, conectados y aplanados. En la base del segmento se aprecian varios tipos de bioturbación.

3.2.3. FORMACIÓN ARENITAS DE SAN LUIS DE GACENO (GUADALUPE SUPERIOR).

Se propone formalmente el nombre de Formación Arenitas de San Luis de Gaceno para una sucesión de 149 m de espesor, compuesta predominantemente de cuarzoarenitas de grano muy grueso (Figs. 2h, 5), que suprayace en contacto neto concordante a la Formación Lodolitas de Aguacaliente e infrayace a la Formación Guaduas. La Formación Arenitas de San Luis de Gaceno corresponde en posición estratigráfica con el Guadalupe Superior. El nombre de la formación se deriva de su composición predominantemente arenítica y de la población de San Luis de Gaceno.

La Formación Arenitas de San Luis de Gaceno en su localidad tipo está compuesta por 44.0% de arenita de grano muy grueso, 20.9% de arenita de grano grueso, 20.0% de arenita de grano medio, 4.7% de lodolita, 3.9% de arenita de grano muy fino, 3.8% de conglomerado de gránulos y 2.4% de arenita de grano fino. La unidad se ha dividido en segmentos de base a tope así:

Segmento A: 24.9 m de arenita de cuarzo de grano medio y grueso, que por sectores es muy fino. En capas muy gruesas y conjuntos de capas de 7-9 m de espesor. La arenita de grano medio se encuentra en la base del segmento, en una capa bioturbada de 9 m de espesor, con algunas láminas y capas muy delgadas, onduladas y amalgamadas de lodolita negra, icnofósiles como tubos horizontales simples de 1 cm de diámetro e intraclastos de lodolita negra de hasta 1 mm de diámetro. En la parte superior de esta arenita se presenta un intervalo de 10 cm con abundantes restos de conchas de bivalvos.

La arenita de grano grueso se encuentra en el tope del segmento, en una capa de 6.8 m de espesor que contiene abundantes restos de conchas de bivalvos y fragmentos de corales en el intervalo superior de 1 m; en toda la capa se observan intraclastos de lodolita negra que alcanzan 1 mm de diámetro.

El resto del segmento está constituido por capas medias a gruesas de arenita de cuarzo de grano grueso, con cemento calcáreo y abundantes restos de conchas de bivalvos, que por sectores parecen ser ostras. Estas capas se intercalan con conjuntos de capas de arenita media a gruesa de hasta 1.1 m de espesor, que contienen intercalaciones de láminas y capas muy delgadas de lodolita negra, con icnofósiles como tubos horizontales simples de 5 mm de diámetro. Excepcionalmente se encuentra en una capa de arenita muy fina que contiene abundantes láminas de lodolita negra con bioturbación moderada y fragmentos de conchas hacia la base.

Segmento B: 12.3 m de intercalaciones de capas muy gruesas de arenita de cuarzo de grano medio y grueso con capas medias a muy gruesas de lodolita negra. La arenita se presenta en capas intensamente bioturbadas, de 1.2 a 4.5 m de espesor, con abundantes restos de conchas, icnofósiles en tubos horizontales simples de 1 cm de diámetro y en menor proporción tubos horizontales de 4-7 cm de diámetro. Los intraclastos de lodolita negra son muy comunes y por sectores alcanzan los 3 cm de diámetro. Las láminas delgadas de lodolita negra son relativamente comunes, encontrándose también láminas gruesas y capas muy delgadas, onduladas e irregulares que preservan icnofósiles en tubos horizontales de 1 cm. En una capa de arenita se observa estratificación cruzada con dirección aproximada hacia el WSW y unos cuantos metros más arriba se aprecia otro juego con dirección contraria; las superficies inclinadas se aprecian en láminas medias de lodolita que alternan con la arenita.

La lodolita se encuentra en capas de hasta 1.5 m, pero más usualmente en capas de 25 a 30 cm de espesor. Estas tienen frecuentes intercalaciones de arenita y preservan muy bien los icnofósiles en tubos horizontales de 4-8 cm de diámetro.

Segmento C: 60 m de arenita de cuarzo de grano grueso a muy grueso (Fig. 2h), por sectores de grano medio. En capas muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 24 m de espesor, generalmente con fragmentos de conchas de bivalvos que por sectores son abundantes. Las capas de arenita están separadas por intercalaciones muy esporádicas de lodolita negra en capas delgadas de 5-10 cm, encontrándose sólo una capa de 25 cm de espesor, que

a su vez contiene intercalaciones de láminas lenticulares de arenita de grano grueso.

La bioturbación es intensa por sectores, distinguiéndose algunas láminas delgadas de lodolita negra muy discontinuas y distorsionadas. Los icnofósiles son escasos, consistiendo de tubos horizontales simples de 3-10 mm que se aprecian mejor donde hay intercalaciones de lodolita. Los intraclastos de lodolita y limolita de color crema son comunes en el segmento, alcanzando ocasionalmente 4-10 cm de diámetro. Esporádicamente se aprecia estratificación cruzada en juegos de 50-80 cm (4 en todo el segmento), que presentan direcciones uniformes hacia el WSW. Hacia la parte superior del segmento, se encuentra un sector donde el tamaño de grano de las arenitas varía de muy grueso a conglomerático granular.

Segmento D: 10.7 m de intercalaciones de capas gruesas a muy gruesas de arenita de cuarzo de grano muy grueso, por sectores conglomerático granular, con capas medias a gruesas de lodolita negra. Las capas de arenita alcanzan un espesor máximo de 1.2 m y contienen intraclastos de lodolita negra de hasta 8 cm de largo; esporádicamente también se encuentran intraclastos de lodolita y limolita de color crema.

Las capas de lodolita tienen usualmente espesores de 30-80 cm, encontrándose una capa de 1 m de espesor en la base del segmento. Estas tienen intercalaciones frecuentes de láminas (excepcionalmente capas muy delgadas) de arenita fina a muy fina, que ocasionalmente son discontinuas y lenticulares. Las ondulitas se encuentran presentes ocasionalmente a lo largo del segmento.

La bioturbación (Fig. 2i) está presente en el segmento y ocasionalmente se observan icnofósiles en tubos horizontales simples de 2-10 mm de diámetro y 15 cm de largo o 2 cm de diámetro y 20 cm de largo. También se aprecia estratificación cruzada en las arenitas, en juegos de 50-80 cm de altura, con direcciones hacia el ENE y ocasionalmente hacia el WSW.

Segmento E: 41.1 m de arenita amarilla de cuarzo de grano medio a muy grueso, predominantemente muy grueso, con lentes de conglomerado de gránulos. En capas muy gruesas, de 1-3 m de espesor, que se asocian en conjuntos de capas de hasta 17 m. Las capas de arenita, cuyos contactos basales son ligeramente erosivos, están separadas por muy esporádicas capas delgadas con láminas de lodolita y arenita muy fina. Los intraclastos de lodolita negra de hasta 1 mm de diámetro son muy comunes.

Se aprecia estratificación cruzada hacia el ENE y

eventualmente hacia el WSW en algunas de las capas de arenita. Curiosamente, las inclinaciones de los juegos que apuntan hacia el WSW son siempre menores (15-20°) que los que apuntan hacia el ENE (30-35°).

Eventualmente se observan algunas capas medias a gruesas de arenita fina con láminas discontinuas y lenticulares de lodolita con ondulitas.

3.3. FORMACION GUADUAS

El nombre de Guaduas se debe a HETTNER (1892), quien se refirió así a los estratos lodolíticos y carbonosos que suprayacen a las arenitas del Guadalupe. Según HUBACH (1951), en la parte baja del sinclinal de Guaduas, se encuentra una sucesión de arcillas oscuras con carbón que traspasan a gredas abigarradas y rojas. Esta parte es la misma que HUBACH consideró como Formación Guaduas en el área de Bogotá, teniendo en cuenta que su uso se hallaba muy arraigado entre los mineros del carbón. El límite superior de la Formación Guaduas fue precisado por HUBACH (1951) en la base del primer paquete de arenita de espesor considerable (100 m al SE de Bogotá) que estaría suprayaciendo discordantemente a la unidad. Dicho paquete arenoso fue denominado por HUBACH (Columna Estratigráfica en KEHRER 1933) y también HUBACH (1945, 1951) como Cacho o "arenisca basal" de la Formación Bogotá. Sin embargo, es bueno indicar aquí (ver más adelante) que la "Zona Cacho de areniscas" de SCHEIBE (1933), que se encuentra en la parte media de la Formación Guaduas, no se puede correlacionar con la unidad que HUBACH (1951) denominó como Cacho.

El sentido actual de la Formación Guaduas incluye entonces a los estratos predominantemente lodolíticos oscuros carbonosos con intercalaciones de lodolitas abigarradas, que suprayacen concordantemente a las arenitas superiores del Grupo Guadalupe e infrayacen discordantemente a la arenita basal ("arenisca del Cacho") de la Formación Bogotá de HUBACH (1951).

Según las columnas estratigráficas de SARMIENTO (1992a) en el área de Sutatausa, puede inferirse que la sucesión de lodolitas oscuras y las capas de carbón explotable se encuentran en la parte inferior de la unidad, mientras que hacia la parte superior son comunes las arcillolitas rojizas y abigarradas con intercalaciones menores de arenitas.

SARMIENTO (1994) restringió la extensión geográfica de la Formación Guaduas a la parte central de la Cordillera Oriental, indicando que la unidad presentaba diferencias significativas de espesor entre una y otra localidad. Así,

reportó un espesor de 1100 m en el área de Sutatausa (Sinclinal de Checua - Lenguazaque), 800 m en el Sinclinal de Tunja, 700 m en el área de Guatavita y 450 m en el Sinclinal de Sueva. SARMIENTO (1994) sugirió que en el área del Piedemonte Llanero el espesor correlacionable con la Formación Guaduas sería menor a 80 m, y estaría en la base del último conjunto del Grupo Palmichal, sin establecer una correlación palinológica ni litoestratigráfica precisa con los segmentos A, B, C, D y E del Grupo Palmichal de ULLOA & RODRÍGUEZ (1979). Los cambios de espesor de la Formación Guaduas fueron atribuidos por SARMIENTO (1994) a la presencia de una discordancia de carácter erosivo en la base de la unidad arenosa (Formaciones Barco, Cacho, Socha Inferior y parte superior de la Formación Arenisca de El Morro) que suprayace a la unidad. SARMIENTO (1994) argumentó que esta discordancia erosiva se ponía de manifiesto por la ausencia de las zonas palinológicas superiores que se encuentran únicamente en el área de Sutatausa donde la unidad presenta su mayor espesor.

Ahora se plantea que la mayor erosión de la Formación Guaduas hacia el E se debió a que en cuencas de frente montañoso se produciría una mayor subsidencia en zonas relativamente cercanas, pero no adyacentes al frente de levantamiento de cadenas montañosas situadas al W. Esta subsidencia diferencial hacia el W podría haberse reactivado en los antiguos planos de fallas normales que controlaron la depositación cretácica y se habrían entonces preservado mayores espesores de la Formación Guaduas en el área de Sutatausa.

Más al W de Sutatausa, en la zona de levantamiento de la proto-Cordillera Central, se habrían erosionado totalmente la Formación Guaduas y sus equivalentes, al tiempo que en zonas inmediatamente adyacentes se produciría un depósito de molasa, dominado por abanicos proximales con ríos trezados de alta energía. Tal depósito corresponde en el flanco W de la actual Cordillera Oriental, con la parte inferior de la Formación Hoyón, donde se encuentra una granulometría muy gruesa que alcanza tamaños de cantos gruesos y bloques. La parte inferior de la Formación Hoyón y las Formaciones Cacho, Socha Inferior y Barco corresponden al mismo evento tectónico-sedimentario y tendrían la misma posición estratigráfica discordante sobre la Formación Guaduas.

En el presente trabajo reconocemos como Formación Guaduas a una sucesión de 59 m de lodolitas grises y carbonosas oscuras con fragmentos carbonosos finamente diseminados (Figs. 2j, 5), que suprayace en contacto neto concordante al Grupo Guadalupe e infrayace en contacto discordante (erosivo no angular) a la Formación Socha Inferior. En la Formación Guaduas son comunes los restos

de hojas completas por sectores, así como también se encuentran algunas capas de carbón. Ocasionalmente se aprecian intercalaciones de capas delgadas a medias de cuarzoarenitas de grano fino.

Como las capas son casi verticales, se aprecia una depresión entre las arenitas del Guadalupe Superior y las arenitas de la Formación Socha Inferior, que normalmente está cubierta por depósitos de ladera provenientes de estas dos arenitas. Esta depresión está constituida por la zona inestable de derrumbes y flujos de escombros que se encuentra inmediatamente al E del puente que por la carretera Santa María - San Luis de Gaceno cruza la Quebrada San Antonio. Los mejores afloramientos de la Formación Guaduas se encuentran en esta depresión por la vertiente NW de la Quebrada la Paz y en la Quebrada Guadualera (Fig. 2j) al WSW de San Luis de Gaceno.

3.4. FORMACION SOCHA INFERIOR

Se reconoce aquí como Formación Socha Inferior (ALVARADO & SARMIENTO 1944) a una sucesión de 231.6 m de arenitas de cuarzo de color amarillo y blanco, de grano predominantemente medio, por sectores fino y muy esporádicamente grueso o muy grueso a granular (Figs. 2k, 6).

El contacto inferior de la Formación Socha Inferior es discordante con la infrayacente Formación Guaduas; se trata de un contacto muy abrupto entre las capas de carbón y de lodolita carbonosa de la parte inferior de la Formación Guaduas y las arenitas macizas, en conjuntos de capas muy gruesas, de la Formación Socha Inferior. Debido a esta discordancia erosiva, el espesor de la Formación Guaduas en el área no sobrepasa los 59 m; los análisis micropaleontológicos (ver discusión palinológica más adelante) permiten detectar que solamente se encuentra la biozona inferior de la Formación Guaduas, estando ausentes las superiores. Existe entre la Formación Guaduas y la Formación Socha Inferior un hiato de aproximadamente 6-9 Ma, que incluye el Paleoceno temprano y parte del Maastrichtiano tardío, pudiendo además incluir la parte más baja del Paleoceno tardío. El contacto superior de la Formación Socha Inferior es concordante y transicional a abrupto con las lodolitas de la Formación Socha Superior (ALVARADO & SARMIENTO 1944).

La localidad tipo de la Formación Socha Inferior (ALVARADO & SARMIENTO 1944), se encuentra en el sector oriental de la Cordillera Oriental en la región de Paz del Río, Departamento de Boyacá; allí, el espesor de la sucesión oscila entre 100 y 150 m. De acuerdo con sus autores, "las areniscas son de grano medio, color blanco y consistencia

media en su parte superior. La parte inferior del conjunto es de grano grueso y presenta zonas de grano muy grueso, hasta guijoso. Las areniscas son compactas y tienen estratificación cruzada. Su color es blanco, pero en partes muestra tintes verdosos. El tamaño medio de los guijos es de medio centímetro de diámetro pero en partes alcanzan hasta 2 centímetros. Los guijos son de cuarzo blanco y de forma redondeada".

Se pueden identificar en la Cordillera Oriental y en el Piedemonte Llanero varias formaciones de litología relativamente gruesa, que varía de arenitas finas a conglomerados y que se sitúan en la misma posición estratigráfica de la unidad que se documenta en este trabajo. Es decir, el primer paquete de granulometría gruesa (del Paleoceno tardío) con más de 100 m de espesor, que se encuentra suprayaciendo en forma discordante a la Formación Guaduas e infrayaciendo transicional y concordante a unidades de grano más fino compuestas por lodolitas, arenitas muy finas y carbón del Eoceno temprano. Estas unidades de grano relativamente grueso que tienen la misma posición estratigráfica son la Formación Barco (Catatumbo), la Formación Socha Inferior (Paz del Río), la Formación Cacho (Bogotá) y el paquete arenoso más superior de la Formación Arenisca de El Morro (Piedemonte Llanero). Algunas de estas unidades tienen litologías similares y podrían estar en sinonimia, como la Formación Arenisca de El Morro, mientras otras se diferencian claramente en sus características litológicas como la Formación Barco (NOTESTEIN *et al.* 1944), que está compuesta por arenitas de grano muy fino a medio, intercaladas con lodolitas y arcillolitas que constituyen del 30% al 50% de la unidad.

La Formación Socha Inferior, la Formación Cacho y la parte más superior de la Formación Arenisca de El Morro, están compuestas predominantemente por arenitas de grano medio, por sectores grueso a muy grueso y conglomerático, con intercalaciones menores de lodolitas que usualmente alcanzan solo el 10% de la unidad. De estos tres nombres empleados para unidades que ocupan la misma posición estratigráfica y que tienen litologías comparables, se considera que el más adecuado para el área del Piedemonte Llanero es el de Formación Socha Inferior por varias razones que a continuación se discuten, siendo las más importantes: 1) La litología del Piedemonte Llanero tiene más similitudes con la Formación Socha Inferior que con otras unidades. 2) Una adecuada proposición y definición de la Formación Socha Inferior se conoce en la literatura geológica desde 1944; la unidad posee una buena descripción, estando su litología y posición estratigráfica claramente definidas. 3) Al mismo tiempo que la Formación Socha Inferior fue separada claramente de la Formación

Guaduas, se puede establecer su relación y continuidad genética con la Formación Socha Superior, es decir, en conjunto una secuencia genéticamente relacionada y limitada por dos importantes discordancias del Paleoceno tardío y el Eoceno tardío.

La Formación Arenisca de El Morro fue Propuesta por VAN DER HAMMEN (1961) para una sucesión predominantemente arenítica, aflorante al NW de la población de El Morro, que en realidad incluye al Guadalupe Superior, a la Formación Guaduas y a la Formación Socha Inferior. De acuerdo con VAN DER HAMMEN (1961), la Formación Arenisca de El Morro "consta de una sucesión de areniscas de grano medio hasta grueso, de color predominantemente blanco, y en algunos horizontes contiene guijarros de cuarzo. En la parte media existen unas intercalaciones de esquistos arcillosos gris-oscuros con restos de plantas. El espesor es más de 250 metros en El Morro..... Los análisis palinológicos de las lutitas en la mitad de la formación indican una edad Maastrichtiano más superior..... La parte inferior de la arenisca de El Morro corresponde a la formación de Guaduas del área de Sogamoso, y la parte superior a la formación de Socha Inferior de la región de Sogamoso y a la formación Barco del Catatumbo. Solamente la parte más baja del conjunto inferior podría corresponder a la Arenisca Tierna de la formación de Guadalupe de la Sabana de Bogotá".

El sentido que VAN DER HAMMEN (1961) le dio a la Formación Arenisca de El Morro es muy similar al que se le dio al Grupo Palmichal de ULLOA & RODRÍGUEZ (1979), quienes indican que "la parte superior del Grupo Palmichal parece corresponder a la Arenisca de El Morro". Las dos unidades están en sinonimia e incluyen al Grupo Guadalupe, a la Formación Guaduas y a la Formación Socha Inferior; la diferencia está en que los segmentos inferior, medio y superior del Grupo Guadalupe se incluyeron en el Grupo Palmichal, mientras que en la Formación Arenisca de El Morro solamente se incluyó del Grupo Guadalupe su segmento superior. En consecuencia, se propone formalmente que se abandonen los términos de Formación Arenisca de El Morro y Grupo Palmichal.

El término de Zona "Cacho" de areniscas se empleó originalmente por R.SCHEIBE (1933) para referirse a un delgado nivel de arenita que al SW de Zipaquirá forma el Pico del Cacho. Infortunadamente, ninguno de los autores (E.A.SCHEIBE 1938; HUBACH 1945, 1951; PRATT *et al.* 1979) que posteriormente se ocupó del Cacho, interpretó el término de acuerdo con SCHEIBE (1933), ya que en realidad el Pico del Cacho hace parte de los afloramientos de lo que hoy se conoce como Formación Guaduas. Nuestras observaciones de campo y las descripciones de SCHEIBE

(1933) confirman que el paquete de arenitas que forma el Pico del Cacho no tiene más de 10-15 m de espesor y se encuentra dentro de la Formación Guaduas a unos 500 m por encima de su base. Según el mismo SCHEIBE (1933: Fig. 2 y Plancha No. 1), la Zona "Cacho" de areniscas se encuentra asociada a las capas más superiores de carbón dentro del "Piso de Guaduas", ya que por debajo de ésta se encuentran abundantes capas de carbón y luego, en orden estratigráfico, entre las zonas de areniscas del Cacho, Supercacho y Zarzo se encuentran "esquistos negros con carbón y arcillas esquistosas". Las zonas de areniscas mencionadas son tan sólo 3 de las muchas que se encuentran en la parte inferior de un paquete compuesto predominantemente por lodolitas, que SCHEIBE (1933) denominó como "Conjunto Geológico III" del "Piso de Guaduas". Es bueno resaltar que SCHEIBE (1933) efectuó un estudio detallado sobre carbones en una secuencia predominantemente lodolítica y por esta razón hizo énfasis en delgados horizontes de arenisca que pudieran tener continuidad lateral en un área de 20 km². Se plantea aquí que estos delgados niveles de arenita (de 10-15 m de espesor) asociados a las capas más superiores de carbón explotable dentro de la Formación Guaduas, son equivalentes a los reportados en el segmento 6 de Sarmiento (1992a) en el sinclinal de Checua - Lenguazaque unos pocos kms al NE de Zipaquirá.

Por ende, la unidad que suprayace discordantemente a la Formación Guaduas y que HUBACH (Columna Estratigráfica en KEHRER 1933) y también HUBACH (1945, 1951) denominó como Cacho o "arenisca basal" de la Formación Bogotá, no tiene la misma posición estratigráfica de la "Zona Cacho de areniscas" de SCHEIBE (1933), que se encuentra en la parte media de la Formación Guaduas. Lo que HUBACH (1951) denominó como Cacho, fue a un prominente paquete de arenitas que tiene 100 m de espesor en el área al sur de Bogotá y "adquiere una magnitud mayor en la travesía de Subachoque hacia el cerro de Tablazo". La discordancia entre la Formación Guaduas y la Formación Bogotá fué intuía por HUBACH (1951: p.9) cuando dice "La relación con el Guaduas muy probablemente es de disconformidad, a juzgar por la apariencia transgresiva que tiene la arenisca de grano grueso del Cacho sobre las gredas del Guaduas Superior".

A pesar que la localidad tipo de la unidad que HUBACH denominó como Cacho al S de Bogotá no puede corresponder con el Pico del Cacho al SW de Zipaquirá, se considera que el término se encuentra muy arraigado en la comunidad geológica y necesita ser precisado en una localidad tipo adecuada. Aunque PRATT *et al.* (1979), en la Segunda Conferencia Anual de Campo de la CSPGG en 1972 a las minas de esmeraldas de Muzo, sugirieron que el

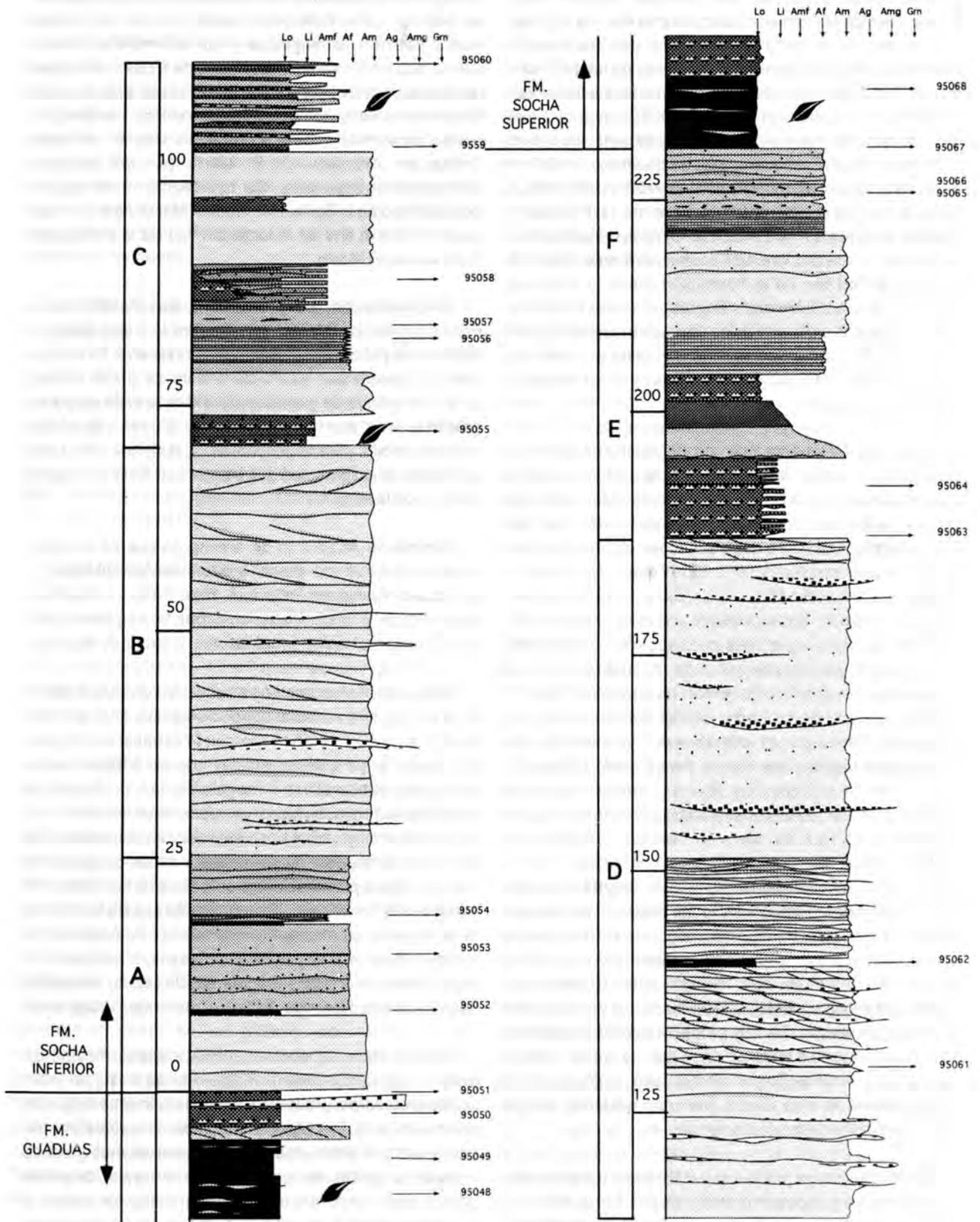


Fig. 6. Formación Socha Inferior (Quebrada Guadualera).

paquete arenítico denominado Cacho por HUBACH (1951) se separara de la Formación Bogotá y se elevara al rango de Formación, la propuesta no fue adecuadamente sustentada, no se presentaron columnas estratigráficas y se siguió a SCHEIBE y a HUBACH sin mayores aclaraciones. Teniendo en cuenta que SCHEIBE (1933) nunca propuso darle rangolitoestratigráfico superior al de horizonte o nivel a la Zona "Cacho" de areniscas, y que HUBACH (1951) a pesar de proponer una correlación incorrecta, consideró un espeso nivel arenítico como la base de la Formación Bogotá, se sigue a PRATT *et al.* (1979) en la denominación de Formación y se propone adicionalmente que se considere como localidad tipo de la Formación Cacho a la misma localidad tipo de la Formación Bogotá de HUBACH (1951). La condición estratigráfica no típica de la arenisca aflorante en el pico de El Cacho ya había sido notada por VAN DER HAMMEN (1961: p. 88) cuando discute la base de la Formación Bogotá de HUBACH.

Teniendo en cuenta que las Formaciones Cacho y Bogotá están estrechamente ligadas en su formulación y constituyen una secuencia genéticamente relacionada que suprayace la discordancia del Paleoceno tardío, se cree que el término Cacho no debe ser usado en una localidad donde no se reconozca claramente la Formación Bogotá; lo mismo es cierto para la sucesión Barco - Los Cuervos y para la sucesión Socha Inferior - Socha Superior. En realidad, las tres sucesiones corresponden a diferentes expresiones litológicas de una misma secuencia genéticamente relacionada y son geocronológicamente equivalentes (ver discusión de estratigrafía secuencial más adelante). Teniendo en cuenta esto, la sucesión del Piedemonte Llanero que hemos denominado Formación Socha Inferior y Formación Socha Superior, no puede denominarse como Formación Cacho y Formación Bogotá porque su litología es diferente. Aunque la Formación Cacho podría ser potencialmente confundida con la Formación Socha Inferior, la Formación Bogotá no puede confundirse con la Formación Socha Superior, ya que esta última presenta en su localidad tipo y en el Piedemonte Llanero abundantes intercalaciones carbonosas y capas de carbón, mientras que la Formación Bogotá está constituida principalmente por lodolitas rojizas y abigarradas sin capas de carbón. Es muy probable que las diferencias litológicas presentes entre las dos áreas se deban a que la sucesión del área de Bogotá se depositó en una posición más proximal al área fuente (ver más adelante) que la sucesión del Piedemonte Llanero.

En conclusión, se plantea que el término más adecuado para referirse a la sucesión arenítica de 231.6 m de espesor, que suprayace en forma discordante a la Formación Guaduas en el área del Piedemonte Llanero, es el de

Formación Socha Inferior. Dicho paquete arenoso no puede ser referido como Formación Barco a pesar de tener la misma posición estratigráfica y corresponder al mismo evento tectónico - sedimentario, debido a que esta última unidad está compuesta por una granulometría mucho más fina, con porcentajes importantes de lodolita. Tampoco se puede denominar como Formación Cacho ni como Formación Arenisca de El Morro por las razones anteriormente expuestas. Es interesante notar que la localidad tipo de la Formación Socha Inferior se encuentra a sólo 70 km al NW de la localidad tipo de la Formación Arenisca de El Morro.

A continuación, se presenta la descripción de la Formación Socha Inferior en la Quebrada Guadualera, al WSW de la población de San Luis de Gaceno. La unidad está compuesta por 53.0% de arenita de grano medio, 25.6% de arenita de grano fino, 6.8% de arenita de grano grueso, 2% de arenita de grano muy grueso y granular, 1.2% de limolita y 8.9% de lodolita. La sucesión (Fig. 6) se ha dividido en segmentos que comienzan en la base de la unidad con la letra A.

Segmento A: 25.7 m de arenita de cuarzo de color blanco y crema; de grano predominantemente fino y esporádicamente medio o muy fino. Friable, muy bien seleccionada y redondeada; en capas homogéneas muy gruesas y conjuntos de capas de varios metros de espesor.

En la base del segmento se encuentra una capa de 8.2 m de arenita fina a media, por sectores muy fina, de color blanco, en la cual es difícil apreciar la estratificación, pero por sectores se ven superficies planas a ligeramente onduladas, subparalelas e irregulares. Los conjuntos de capas que suprayacen alcanzan espesores hasta de 5.8 m; estos están compuestos por capas que son usualmente de 1.5 a 3 m de espesor, separadas por capas delgadas de lodolita negra o por intraclastos de lodolita de hasta 5 cm de espesor y 30 cm de largo. En una capa de arenita fina de 3.4 m de espesor se encuentra intercalada una capa media lenticular de lodolita negra (de 15 cm) y también se observan esporádicos intraclastos (fragmentos de capas) de lodolita negra de hasta 10 cm de diámetro, de formas irregulares.

Ocasionalmente, se encuentran 2 capas medias de lodolita negra (10 y 20 cm); una de ellas es lenticular y con límites irregulares, presentando algunas láminas delgadas de arenita muy fina blanca. También se intercalan dos capas de 50 cm y de 1 m, compuestas por láminas gruesas y capas delgadas de lodolita negra y arenita muy fina blanca, alternando entre sí; con estratificación planar a suavemente ondulosa y algo de bioturbación; en la capa de 1 m de espesor predomina la arenita.

Segmento B: 44 m de arenita de cuarzo de colores blanco y crema, por sectores rojizo, de grano predominantemente medio, muy esporádicamente grueso o muy grueso y granular. En capas macizas muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 10 m de espesor, en donde el tamaño de grano cambia imperceptiblemente en capas delgadas de arenita gruesa o muy gruesa y granular; estratificación plana a suavemente ondulosa e irregular subparalela. La selección y redondez son buenas, siendo friables y muy limpias la mayoría de estas arenitas. Las manchas de óxidos de hierro de colores amarillentos y rojizos son comunes.

En la parte media del segmento se aprecia estratificación cruzada hacia el NE en juegos de 10-15 cm de altura. Por encima de esto se encuentra un sector muy macizo de arenita media que hacia su parte superior cambia gradualmente a un intervalo de 2 m en el que predomina el tamaño de grano arena gruesa, presentándose también grano muy grueso y ligeramente granular. En el tope del segmento se reconocen 4 juegos de estratificación cruzada de 60-80 cm de altura, que indican direcciones de corriente constantes hacia el SW.

Segmento C: 44.3 m de intercalaciones de arenita fina, lodolita gris y arenita media de cuarzo. Aunque el predominio es de arenita de cuarzo de grano fino, la arenita de grano medio es abundante por sectores, encontrándose en 3 capas muy macizas de 4.5 a 6 m de espesor que separan los intervalos de 4 a 10 m de espesor donde dominan las intercalaciones de arenita fina y lodolita.

La arenita fina es usualmente de color gris y se encuentra en conjuntos de capas de varios metros de espesor. En éstas se observan intraclastos de lodolita e intercalaciones de láminas y capas muy delgadas de lodolita arenosa, donde se aprecian fragmentos carbonosos finamente diseminados y restos de hojas. En estos sectores, los cambios laterales de facies se presentan en distancias muy cortas, encontrándose también muy conspicuas limolitas y arenitas finas lodosas de color rojo intenso o violáceo en capas de hasta 1.5 m de espesor. Los nódulos y concreciones de siderita están presentes en algunos sectores en donde se ven glóbulos del mineral con el sedimento acomodándose a su alrededor o como cemento en las arenitas finas. En algunos intervalos se reconocen capas de arenita lodosa blanca con intraclastos de lodolita gris, así como arenitas finas grises con intraclastos de lodolita y limolita amarilla; los cambios de colores y los fragmentos irregulares de capas como intraclastos son muy comunes.

En la base del segmento se encuentra una capa de 1 m

de espesor de arenita media de cuarzo de color rojo intenso, seguida por intercalaciones de capas gruesas a muy gruesas de arenita lodosa gris con restos de hojas, arenita media de cuarzo de color amarillo y arenita lodosa blanca con intraclastos de lodolita arenosa negra. A unos 10 m por encima de la base del segmento, se observa un conjunto de 4 m de espesor compuesto por láminas planas paralelas de arenita fina lodosa, muscovítica, de color gris, con abundantes fragmentos finamente diseminados de carbón tamaño arena y esferulitas de siderita de 1-20 mm de diámetro; eventualmente se aprecian también intraclastos de arenita muy fina.

El tope del segmento está constituido por una capa maciza de 5 m de espesor de arenita media de cuarzo de color amarillo, seguida por 10 m de arenita fina de color gris en conjuntos de láminas y capas delgadas con restos de hojas y fragmentos carbonosos, que alternan con lodolita de color gris en capas de hasta 1.5 m de espesor y arenita lodosa con intraclastos de lodolita gris. En la parte más superior del segmento se encuentran dos capas de arenita media de color rojo intenso de 10-15 cm de espesor que encierran una capa de 1 m de espesor de lodolita de color gris.

Segmento D: 74.7 m de arenita de cuarzo de grano medio, por sectores de grano grueso o muy grueso a granular, en capas gruesas a muy gruesas y conjuntos de capas de hasta 34 m de espesor. Las capas con granulometría de arenita gruesa a muy gruesa pueden llegar a constituir la cuarta parte del segmento, siendo el resto arenita de grano medio (Fig. 2k). Las arenitas son en general de color crema o amarillento y muy macizas; los planos de estratificación no se aprecian fácilmente, pero en general son sub-horizontales, paralelos a suavemente ondulados e irregulares.

Hacia la parte media del segmento se aprecia un conjunto de capas de 10 m de espesor, compuesto por capas gruesas a muy gruesas con estratificación cruzada en juegos de 50 cm a 2 m de altura que indican direcciones de corriente hacia el N y NE. Intercaladas con estas, se encuentran en mucho menor proporción, juegos de estratificación cruzada de 10 cm de altura, que indican direcciones de corriente hacia el SW, opuestas a las anteriores. Suprayaciendo lo anterior se encuentra un conjunto de 4.5 m de espesor, constituido por capas medias a gruesas de arenita media con intercalaciones menores de capas medias de limolita y arenita muy fina de cuarzo de color crema o rojizo.

Eventualmente se observan esporádicos intraclastos de lodolita y limolita gris de 1-5 cm de diámetro en sectores

con espesores de hasta 50 cm, especialmente hacia la parte alta del segmento. La única capa de lodolita de color negro que se encuentra en el segmento, tiene 10 cm de espesor y se localiza a 17.5 m de la base del mismo.

Segmento E: 22.5 m de intercalaciones de lodolita y arenita de cuarzo de grano fino y muy fino. Muy esporádicamente se encuentran capas medias a gruesas de arenita de cuarzo de grano medio; los contactos entre una y otra litología son en general transicionales, especialmente hacia en la parte inferior del segmento.

En la base del segmento se encuentran 3 m de lodolita arenosa de color gris, seguidos por 60 cm de arenita amarilla, ferruginosa de grano medio, con intraclastos de lodolita de hasta 5 cm de diámetro. Luego siguen 70 cm de lodolita oscura con nódulos de siderita y finalmente, 30 cm de arenita media de cuarzo, muy friable, con intraclastos de lodolita gris de hasta 1 cm de diámetro. A esta sucesión sigue un conjunto de capas de 3 m de espesor, compuesto por intercalaciones de capas medias a gruesas de lodolita y arenita de grano fino. Seguidamente, se reconoce una sucesión gradualmente granodecreciente de 9 m de espesor, que comienza con arenita de grano fino y termina con lodolita gris con moteado rojizo; esta lodolita moteada tiene un espesor aproximado de 3 m.

El tope del segmento está constituido por un conjunto de 4.5 m de espesor, de capas delgadas y muy delgadas de arenita de cuarzo de grano fino, de color gris, separadas por láminas medias a gruesas de la misma litología, pero con mucha mayor proporción de fragmentos carbonosos finamente diseminados.

Segmento F: 20.4 m de arenita de cuarzo de grano medio y fino, de colores amarillos, naranja y gris. Los colores grises están restringidos a la arenita de grano fino, debido a sus altos contenidos de fragmentos carbonosos finamente diseminados.

En la base del segmento se encuentra un conjunto de 11 m de espesor, de capas muy gruesas (2-3 m) de arenita de grano medio, separadas por sectores con intraclastos de lodolita gris de hasta 1 cm de diámetro, con fragmentos de madera carbonizada o por superficies más oxidadas de color naranja o marrón.

El resto del segmento está constituido por arenitas de cuarzo de grano fino, donde el contenido de fragmentos carbonosos finamente diseminados es abundante. Se encuentra un conjunto de capas de 2.4 m de espesor, compuesto por capas muy delgadas y láminas de arenita fina de color gris, seguido por 3 m de arenita fina, de color

gris, en capas medias a gruesas, con fragmentos de capas de lodolita gris de 2-5 cm de espesor y 50 cm de largo (como intraclastos), separadas por capas delgadas a medias de lodolita arenosa.

En el tope del segmento, se encuentra una capa maciza de 4 m de espesor, de arenita de grano fino de cuarzo de color gris, con esporádicos intraclastos de lodolita del mismo color. Los fragmentos carbonosos finamente diseminados también son aquí muy abundantes.

El contacto con la suprayacente unidad, la Formación Socha Superior, está marcado por un abrupto cambio litológico en donde predomina la proporción de lodolita sobre la de arenita. En este sector aparecen en la base de la unidad 8 m de lodolita negra muy fisil, con abundantes restos de hojas que ocasionalmente se encuentran completas y alcanzan tamaños hasta de 5 cm. Suprayaciendo este conspicuo nivel, se aprecian 5 m de lodolitas grises con moteado rojizo y esferulitas de siderita.

4. PALINOLOGIA

Aquí se discute la distribución bioestratigráfica de palinomorfos (Fig. 7) que se consideran importantes para datar la sucesión estudiada. Se han considerado principalmente las formas que permiten establecer correlaciones con otras sucesiones de Colombia o de otros países situados en el cinturón tropical. Formas de clasificación cuestionable o que tienen una amplia dispersión bioestratigráfica no se mencionan, ya que el objetivo aquí es presentar los criterios con los que se ha datado la sucesión del Piedemonte Llanero. Una ilustración completa de la palinología de las unidades estudiadas será presentada en una contribución posterior.

4.1. FORMACION UNE

Las formas del grupo "elatero" como *Elaterocolpites castelainii*, *Elateroplicites africaensis*, *Elaterosporites klasziji* y *Elaterosporites verrucatus*, que se encuentran en un intervalo de la parte superior de la Formación Une (sección de la Quebrada San Antonio), desaparecen en el m 1050 de la misma, 340 m estratigráficamente por debajo del contacto con la suprayacente Formación Chipaque. De estas formas, las tres primeras ya habían sido reportadas por HERNGREEN & DUEÑAS (1990) de la parte superior de la Formación Une (por la carretera Santa María - San Luis de Gaceno), concluyendo que la asociación indicaba una edad no más joven que Cenomaniano temprano.

La edad de Cenomaniano temprano para esta asociación de formas "elatero" está soportada a escala del paleocinturón

tropical por varios autores (JARDINE & MAGLOIRE 1965; JARDINE 1967; BRENNER 1968; HERNGREEN 1973, 1974, 1975; PONS 1988; THUSU & VAN DER EEM 1985), caracterizándose el Cenomaniano medio por la desaparición de las mismas durante un importante cambio en la asociación de la palinoflora.

De acuerdo con lo anterior, el final del Cenomaniano temprano se localiza en el m 1050 de la sección de la Formación Une, estando los 340 m más superiores de la Formación Une dentro del Cenomaniano medio y el Cenomaniano tardío. En la parte más superior de la unidad se registran como importantes *Classopollis sp.* y *Galeacornea clavis*, apareciendo también algunos tipos del género *Cicatricosisporites*.

4.2. FORMACION CHIPAQUE

Al entrar en la Formación Chipaque se registra el paso de una flora dominada por *Classopollis sp.* y *Galeacornea clavis* de la parte más superior de la Formación Une, a una flora caracterizada por la abundancia de angiospermas. En la parte más inferior de la Formación Chipaque se encuentra una mezcla de dinoflagelados, monocolpados, tricolpados y esporas psiladas, siendo importante la presencia de los géneros *Araucariacites* y *Ephedripites*.

Teniendo en cuenta que JARDINE & MAGLOIRE (1965), describen entre las características principales que marcan el límite Cenomaniano - Turoniano de Senegal, el paso de una flora en la que los géneros *Classopollis* y *Galeacornea* son característicos, a una flora dominada por angiospermas, creemos que la parte más inferior de la Formación Chipaque es de edad Turoniano temprano.

En el siguiente sector, correspondiente al segmento C, son abundantes los dinoflagelados aunque también se reconocen algunos granos de polen y esporas. De especial interés en cuanto al polen, se registra la aparición de *Droseridites senonicus*, además de la ocurrencia de *Cupanieidites reticularis*. En cuanto a los dinoflagelados, se registra como de especial importancia la aparición de *Dinogymnium euclaense*, además de la presencia de *Coronifera oceanica* y *Trythirodinium sp.*

Droseridites senonicus es un palinomorfo cuya presencia ha sido reportada en el Senoniano temprano de Senegal (JARDINE & MAGLOIRE 1965), Venezuela (MULLER *et al.* 1987), Perú, Ecuador, Nigeria y Camerún (HERNGREEN & CHLONOVA 1981). De acuerdo con los anteriores autores, la aparición de *Droseridites senonicus* marca aproximadamente el comienzo del Coniaciano. Por otro lado, la aparición del género *Dinogymnium* fué reportada

hacia la parte media del Turoniano en su localidad tipo, encontrándose la especie *Dinogymnium euclaense* en la parte más superior del Turoniano de acuerdo con ROBASZYNSKI *et al.* (1982). Teniendo en cuenta esta evidencia, aquí tomamos la primera aparición de *Dinogymnium euclaense* como indicativa del Turoniano tardío en la parte superior del segmento C, mientras que la presencia de *Droseridites senonicus* y la aparición de *Xenascus ceratioides* se toman como indicativas del Coniaciano en la parte alta del segmento D.

En el Valle Superior del Magdalena, PROSSL (1992) reporta la presencia de *Dinogymnium* hacia la base de la Formación Lomagorda, como indicativa del Turoniano/Coniaciano. VERGARA (1994) toma esta evidencia más la presencia de "*Anomalina*" *redmondii* para sugerir una edad de Coniaciano para la Formación Lomagorda. Teniendo en cuenta las edades discutidas y el cambio litológico abrupto en la base de la Formación Lomagorda, aquí correlacionamos la base de dicha unidad con la base del segmento D de la Formación Chipaque, cerca al límite Turoniano/Coniaciano.

En los segmentos E hasta H, se presentan asociados a *Droseridites senonicus*, los dinoflagelados *Xenascus ceratioides*, *Oligosphaeridium pulcherrimum*, *Coronifera oceanica*, *Dinogymnium euclaense* *Hystrichodinium pulchrum* y *Trythirodinium sp.* Esta asociación se considera de edad Coniaciano, con base principalmente en la presencia de *Droseridites senonicus*. El cambio palinológico marcado por la aparición de *Dinogymnium cf. albertii* y la desaparición de *Droseridites senonicus* en el segmento I se toma como indicativo del límite Coniaciano/Santoniano.

La parte superior de la Formación Chipaque (segmentos J hasta N), presenta una composición palinológica que varía de casi exclusivamente dinoflagelados hacia la base a relativamente abundante en polen y esporas hacia el techo. Se cree que la asociación caracterizada por abundantes especímenes de *Dinogymnium cf. albertii* y *Dinogymnium euclaense*, así como por la presencia de *Coronifera oceanica*, *Xenascus ceratioides*, *Tetradites sp.*, *Palaeohystrichophora infusorioides* y *Oligosphaeridium complex*, es indicativa del Santoniano.

4.3. FORMACION ARENITAS DE SAN ANTONIO (GUADALUPE INFERIOR)

La Formación Arenitas de San Antonio se cree de edad Campaniano temprano. La unidad se caracteriza por la abundancia de *Dinogymnium digitus* y *Dinogymnium undulosum*, así como por la ocurrencia de *Dinogymnium acuminatum* y *Odontochitina operculata*. Adicionalmente,

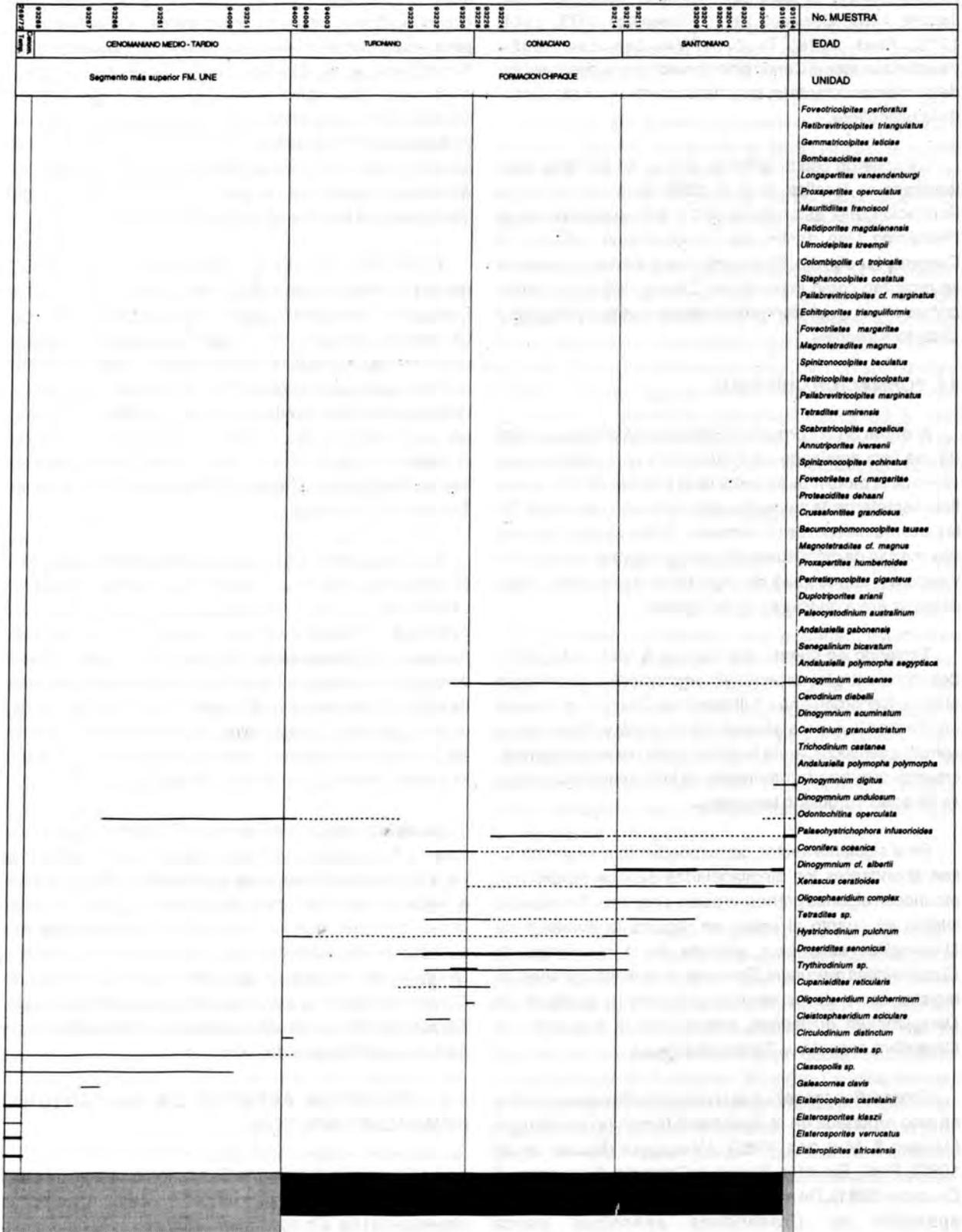


Fig. 7. Distribución bioestratigráfica de palinomorfos.

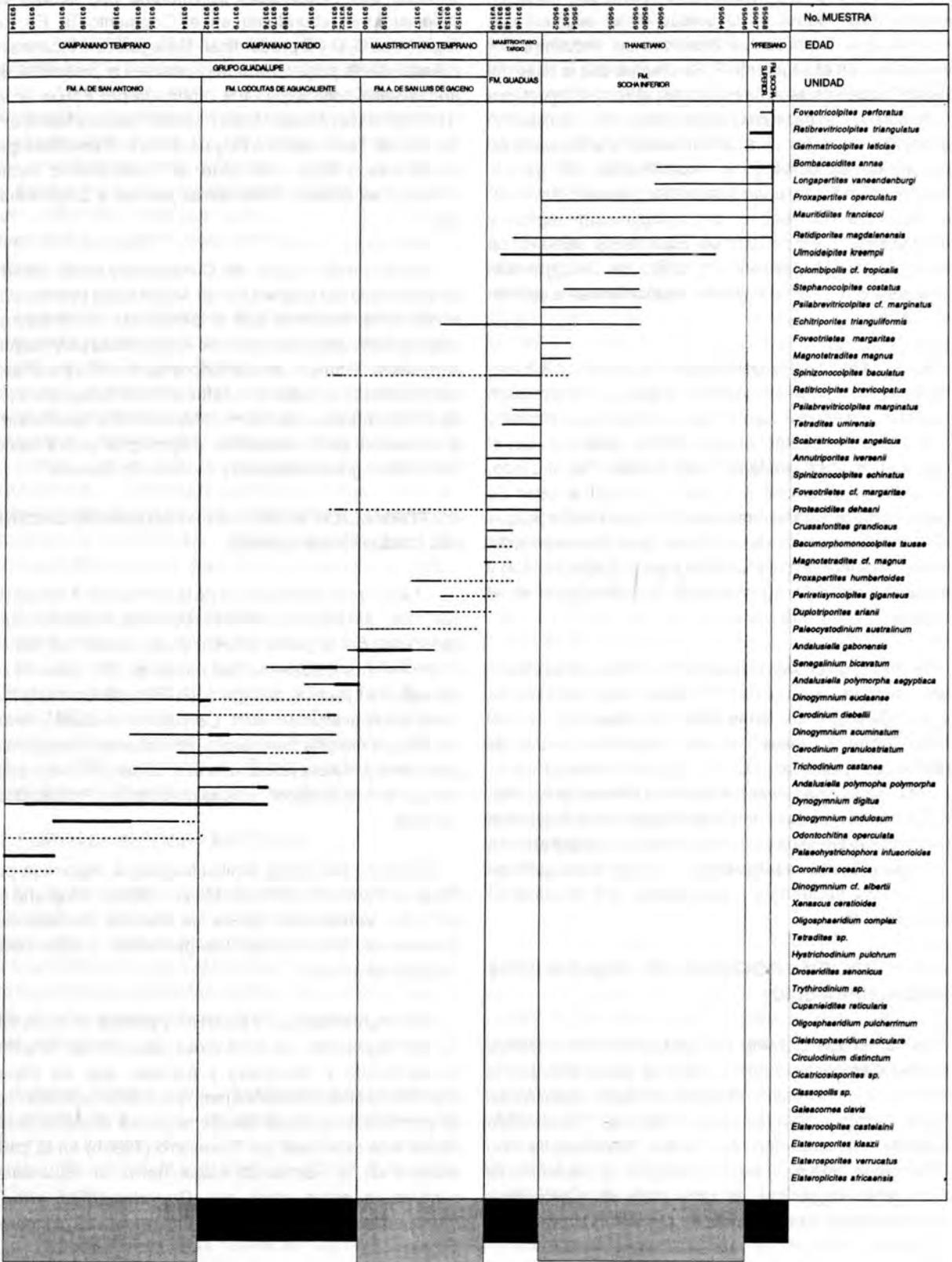


Fig. 7. Distribución bioestratigráfica de palinomorfos (continuación).

Palaeohystrichophora infusorioides es muy abundante en la parte más inferior de la unidad en el segmento A, mientras que *Trichodinium castanea* se encuentra por primera vez en el segmento F. Se plantea que la base del Grupo Guadalupe se sitúa muy cerca al límite Santoniano/Campaniano con base en la desaparición de la asociación palinológica característica del Santoniano y la explosión en número de especies y de especímenes del género *Dinogymnium*. La desaparición de *Dinogymnium cf. albertii*, las primeras ocurrencias de *Dinogymnium digitus* y *Dinogymnium undulosum* en abundante número de especímenes y la primera ocurrencia de *Dinogymnium acuminatum*, marcan el inicio del Campaniano en la sección estudiada.

En el Valle Superior del Magdalena, JARAMILLO & YEPES (1994) reportan abundantes tipos del género *Dinogymnium* y sugieren una edad de Santoniano y Campaniano temprano para el "Nivel de Lutitas" del Olini Medio, aclarando que el límite Santoniano/Campaniano era dudoso. Por otro lado, VERGARA (1994) asignó a la misma unidad la edad de Campaniano temprano que creemos más confiable porque se basa en la presencia de la amonita *Texanites texanus* del Santoniano hacia el tope del Olini Inferior (Lidita Inferior) y del foraminífero *Globigerinelloides prairiehillensis* en el Olini Medio ("Nivel de Lutitas").

Teniendo en cuenta la edad de Campaniano temprano y el hecho de que en algunas localidades del Valle Superior del Magdalena, como en la Quebrada Bambucá el Olini Medio ("Nivel de Lutitas") es más claramente un nivel de arenitas de grano fino con un abrupto contacto basal, hemos correlacionado esta unidad con la Formación Arenitas de San Antonio. La base del Grupo Guadalupe coincide con un importante límite de secuencia de edad cercana al límite Santoniano/Campaniano (ver más adelante la discusión de estratigrafía secuencial) que puede ser reconocido regionalmente.

4.4. FORMACION LODOLITAS DE AGUACALIENTE (GUADALUPE MEDIO)

La Formación Lodolitas de Aguacaliente se considera de edad Campaniano tardío. Esta se caracteriza por la disminución en el número de especímenes y especies del género *Dinogymnium*, la desaparición de *Trichodinium castanea*, la aparición del grupo *Andalusiella* con *Andalusiella polymorpha polymorpha* y *Andalusiella polymorpha aegyptiaca*, la ocurrencia de *Cerodinium granulostriatum* y la ocurrencia de *Cerodinium diebellii*.

Trichodinium castanea es muy abundante en la parte inferior de la unidad y desaparece hacia el tope de la misma,

mientras que *Andalusiella polymorpha polymorpha* es especialmente abundante en el Segmento B. En los segmentos C, D y E predominan *Senegalinium bicavatum* y *Andalusiella polymorpha aegyptiaca*. La presencia de *Andalusiella polymorpha* fué reportada por FÖLLMI *et al.* (1992) en el Guadalupe Medio ("Lower Plaeners Member") del área de Tausa cerca a Bogotá, junto con amonitas que claramente indican una edad de Campaniano tardío (*Nostoceras liratum*, *Exiteloceras jenneyi* y *Libyoceras sp.*).

La parte más antigua del Campaniano tardío estaría caracterizada por la aparición de *Andalusiella polymorpha polymorpha*, mientras que la parte más joven estaría caracterizada por la aparición de *Andalusiella polymorpha aegyptiaca*. El límite Campaniano temprano / Campaniano tardío coincide en la sección estudiada con la desaparición de *Dinogymnium undulosum* y *Odontochitina operculata* y la aparición de *Andalusiella polymorpha polymorpha*, *Cerodinium granulostriatum* y *Cerodinium diebellii*.

4.5. FORMACION ARENITAS DE SAN LUIS DE GACENO (GUADALUPE SUPERIOR)

La asociación palinológica de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno se cree de edad Maastrichtiano temprano. En la parte inferior de la unidad ya no se reconoce la asociación del Campaniano tardío presente en la unidad infrayacente; desaparecen *Trichodinium castanea*, *Cerodinium granulostriatum*, *Cerodinium diebellii* y *Andalusiella polymorpha polymorpha*, apareciendo *Andalusiella gabonensis*, *Paleocystodinium australinum*, *Echitriporites trianguliformis*, *Spinizonocolpites baculatus* y *Proteacidites dehaani*.

La asociación tiene similitudes con la reportada por FASOLA & PAREDES (1991) del Maastrichtiano temprano en el N de Venezuela, donde se incluye *Andalusiella gabonensis*, *Echitriporites trianguliformis* y *Spinizonocolpites baculatus*.

Los segmentos C, D y E son muy pobres en contenido de dinoflagelados, encontrándose abundancia de polen monocolpado y tricolpado y esporas que no tienen importancia bioestratigráfica pero que indican la proximidad de los medios continentales. Se reconoce una asociación similar a la reportada por SARMIENTO (1992b) en la parte superior de la Formación Labor-Tierna en Sutatausa, compuesta entre otros por *Duplotriporites arianii*, *Proxapertites humbertoides* y *Periretisyncolpites giganteus*.

4.6. FORMACION GUADUAS

La parte inferior de la Formación Guaduas se cree de edad Maastrichtiano tardío. Aquí desaparecen formas del Grupo Guadalupe como *Andalusiella gabonensis*, *Senegalinium bicavatum* y *Paleocystodinium australinum*. Adicionalmente, SARMIENTO (1992b) reportó en la base de la Formación Guaduas en el área de Sutatausa, la presencia de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiano tardío, que según MARTÍNEZ (en SARMIENTO 1992b) incluyen *Guembelitra cretacea*, *Heterohelix sp.* y *Rugoglobigerina rugosa*.

La asociación palinológica del Piedemonte Llanero está compuesta por *Retitricolpites brevicolpatus*, *Retidiporites magdalenensis*, *Psilabrevitricolpites marginatus*, *Tetradites umirensis*, *Scabratricolpites angelicus*, *Annutriporites iversenii*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Foveotriletes cf. margaritae*, *Proteacidites dehaani*, *Spinizonocolpites baculatus*, *Echitriporites trianguliformis*, *Crussafontites grandiosus*, *Bacumorphomonocolpites tausae*, *Ulmoideipites kreempii*, *Magnotetradites cf. magnus*, *Proxapertites humberoides* y *Periretsyncolpites giganteus*, correspondiendo con la Zona de I de SARMIENTO (1992b).

Por haberse erosionado gran parte de la Formación Guaduas antes del depósito de la Formación Socha Inferior, no se reconoce la Zona II de SARMIENTO (1992b) del Paleoceno temprano, que incluye una asociación de *Mauritidiites franciscoi*, *Foveotriletes margaritae*, *Zonotricolpites variabilis*, *Zonotricolpites lineatus*, *Proxapertites operculatus*, *Syncolporites lisamae*, *Psilatrilletes martinensis* y *Spinizonocolpites sutae*.

4.7. FORMACION SOCHA INFERIOR

En la Formación Socha Inferior se reconoce una asociación palinológica que se cree del Paleoceno tardío. Como característica importante que refleja la total continentalización de los medios de depósito, se registra que los dinoflagelados están totalmente ausentes y que se trata de una asociación compuesta exclusivamente por polen y esporas.

Algunas formas como *Proxapertites operculatus*, *Mauritidiites franciscoi* y *Retidiporites magdalenensis*, se presentan a lo largo de toda la sección e incluso alcanzan a estar presentes en la suprayacente unidad, Formación Socha Superior.

En la parte inferior de la Formación Socha Inferior se encuentran además de las formas mencionadas, *Stephanocolpites costatus*, *Psilabrevitricolpites cf.*

marginatus, *Foveotriletes margaritae*, *Magnotetradites magnus*, *Spinizonocolpites baculatus*, *Echitriporites trianguliformis* y *Ulmoideipites kreempii*. Hacia la parte media se registra la aparición de *Bombacacidites annae*, *Longapertites vaneendenburgi* y *Colombipollis cf. tropicalis*, mientras que en la parte más superior de la misma y en la suprayacente Formación Socha Superior, se encuentra *Gemmatricolpites leticiae*, *Foveotricolpites perforatus* y *Retibrevitricolpites triangulatus*.

Mientras que algunas formas de amplia distribución estratigráfica como *Proxapertites operculatus* y *Longapertites vaneendenburgi* se reconocieron también en la Zona II de la Formación Guaduas (SARMIENTO 1992b), otras formas como *Bombacacidites annae*, *Gemmatricolpites leticiae* y *Foveotricolpites perforatus*, han sido registradas únicamente en las unidades que suprayacen a la Formación Guaduas.

5. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

El análisis de los ambientes sedimentarios en los que se produjo la acumulación de las unidades estudiadas, sigue principalmente el esquema de modelos faciales propuesto por WALKER (1992). Así, se consideran asociaciones faciales como elementos estructurales básicos de un ambiente particular de depósito, teniendo en cuenta los controles externos del sistema, como cambios eustáticos del nivel del mar, cambios en la velocidad de aporte de sedimentos y subsidencia local. La interpretación ambiental se efectúa analizando todas las facies en conjunto para ponerlas en contexto, ya que individualmente cada una de ellas podría presentarse en diferentes ambientes de depósito. Debido a esto, la información textural, espesor, estructuras sedimentarias y biogénicas detectables en el campo se presenta en forma condensada por segmentos, resaltando los aspectos más importantes.

La forma en que las sucesiones faciales se distribuyen verticalmente (y lateralmente hasta donde se pudo observar en los afloramientos) es de suma importancia para el análisis de los ambientes de depósito y para detectar las discontinuidades mayores que limitan secuencias estratigráficas como resultado de cambios relativos del nivel del mar (ver discusión de estratigrafía secuencial más adelante). La descripción individual de numerosas facies con diferencias sutiles entre sí, se ha evitado para enfatizar aspectos mayores característicos de un determinado modelo facial. Aunque las observaciones de campo fueron lo más detalladas posible, se ha extractado y condensado la información relevante en la descripción de los segmentos y en las figuras 3 a 6.

Los modelos faciales en el sentido de WALKER (1992, p. 6) se definen como "a general summary of a given depositional system, written in terms that make the summary useable in at least four different ways". Estos modelos actúan como 1) norma para propósitos de comparación, 2) guía para futuras observaciones, 3) predictores en situaciones con información limitada y 4) base para interpretación de un sistema particular. El detalle que se presenta es entonces el necesario para la documentación de aspectos que identifican un ambiente particular de depósito y que pueden ser incluidos en un modelo facial. Los modelos faciales son el resultado de múltiples observaciones y comparaciones del registro estratigráfico y de ambientes modernos por numerosos autores; estos extractan aspectos comunes para un ambiente particular, así como proveen oportunidad de identificar aspectos menores que se apartan de la norma general dentro del mismo. La suposición filosófica expresada por WALKER (1992, p. 6) es "that there is system and order in Nature, and that geologists can identify and agree on a limited number of depositional systems".

Las interpretaciones generalizadas de ambientes transicionales y marinos someros aquí presentadas se basan principalmente en los modelos faciales de DALRYMPLE (1992), PEMBERTON *et al.* (1992), REINSON (1992) y WALKER & PLINT (1992).

Las definiciones de los tres sistemas deposicionales que constituyen una secuencia ("systems tracts"), así como su relación con unidades aloestratigráficas y las superficies de discontinuidad que las limitan, siguen a VAN WAGONER *et al.* (1990) y WALKER (1992). "Lowstand systems tracts" se abrevia como LST, "transgressive systems tracts" como TST y "highstand systems tracts" como HST (ver más adelante la discusión de estratigrafía secuencial y unidades aloestratigráficas).

5.1. FORMACION CHIPAQUE

La parte inferior de la Formación Chipaque (Fig. 4), en lo correspondiente a los segmentos A y B, se interpreta como depositada en un ambiente de sedimentación submareal a intermareal con bahías someras, pantanos y lagunas costeras y llanuras de marea. Se trataría de estuarios semicerrados en un área inundada por un abrupto incremento del nivel del mar, con un régimen micromareal dominado por olas.

Las arcillolitas y lodolitas negras con capas delgadas lenticulares de arenita muy fina de cuarzo y de siderita del segmento A, se interpretan como depósitos de laguna costera. Aquí se aprecia una clara influencia marina, como

lo evidencia la presencia de dinoflagelados, que alcanzan a constituir el 50% de los palinomorfos (Fig. 8) de una muestra cercana a la base del segmento. En general, el segmento está constituido por una mezcla de palinomorfos dominada por polen y esporas, que indican proximidad al continente. En una muestra de la parte superior, donde se aprecian abundantes fragmentos carbonosos finamente diseminados y capas lenticulares de siderita, el contenido de polen y esporas es el máximo (83%) del segmento.

En cuanto al segmento B, las arenitas finas de cuarzo en capas delgadas a medias con ondulitas, estratificación flaser y abundantes intercalaciones de lodolitas negras, con fragmentos carbonosos finamente diseminados y restos de hojas completas, se interpretan como llanuras de marea y depósitos submareales. Las sucesiones grano-decrecientes de arenita muy gruesa a media, con contactos basales erosivos, se interpretan como el depósito de canales meandriformes en llanuras de marea. Aunque aparecen dinoflagelados, el contenido de polen y esporas es relativamente alto, junto con los restos completos de hojas. Incluso, en una muestra del tope del segmento y en otra cercana a la base, se encuentra que el total de los palinomorfos está constituido por polen y esporas, evidenciando muy poca influencia marina.

La abundancia de ondulitas, se toma como evidencia de que el fenómeno predominante era el oleaje diario normal. Se cree que el régimen era micromareal, debido a que en los depósitos de canales de llanuras de marea no se aprecia estratificación cruzada bidireccional que indique una fuerte acción de mareas, concluyendo que el régimen era probablemente de muy baja energía.

El equivalente lateral de estos depósitos en la Quebrada Vara Santa consiste en lodolitas carbonosas y capas de carbón que se interpretan como depósitos interdigitados de pantanos y lagunas costeras en un ambiente estuarino semicerrado. De acuerdo con REINSON (1992) y DALRYMPLE (1992), los depósitos de estuario son característicos de sistemas transgresivos y se producen en respuesta a una subida rápida del nivel del mar.

Posteriormente, durante el depósito del segmento C, el nivel relativo del mar continuó subiendo. Las capas muy gruesas de lodolita negra de la base del segmento, se interpretan como depositadas en bahías semicerradas, inmediatamente por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal. Los sedimentos estuvieron sujetos a la acción eventual de tormentas, como lo indican las intercalaciones de capas delgadas a muy delgadas de arenitas fosfáticas de grano muy fino con dientes de peces y moldes de conchas de bivalvos, que además contienen

intraclastos de lodolita negra y fragmentos fosfáticos de hasta 1 cm de diámetro. En este sector se encuentran todavía algunas capas muy delgadas, lenticulares de siderita, pero no se observan fragmentos carbonosos como en el segmento inferior; el contenido de polen y esporas es todavía relativamente alto en la parte inferior del segmento (90%), indicando proximidad a áreas costeras.

Hacia el tope del segmento C, el predominio de lodolita negra con muy escasas láminas de arenita muy fina de cuarzo, y un contenido relativamente abundante de dinoflagelados (60%), se interpreta como el resultado de deposición por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal con una influencia marina más marcada que la presente en los estratos inferiores.

En el segmento D, se observan evidencias marinas que incluyen icnofósiles como *Rhizocorallium*, un abundante contenido de dinoflagelados (84% hacia el tope del segmento) y una litología de grano relativamente fino con glauconita y fosfatos. Se cree que se trata de sedimentos sujetos al nivel inferior del oleaje diario normal, con intervalos de sedimentación costa afuera por debajo de éste nivel, dispuestos en secuencias gradualmente granocrecientes que aquí se identifican como parasecuencias; éstas se encuentran limitadas por superficies de inundación marina e internamente evidencian somerización gradual. En la base de las parasecuencias el cambio litológico a lodolita negra con abundante contenido de dinoflagelados es abrupto; el cambio a sedimentos de grano más grueso es gradual, culminando en arenitas de grano fino, homogeneizadas por bioturbación, con abundantes restos de conchas de bivalvos, fragmentos fosfáticos y algunos intraclastos de lodolita. La estratificación es predominantemente plana paralela en láminas, pero eventualmente se observan ondulitas en las arenitas donde la bioturbación no es total.

En el segmento E, las sucesiones gradualmente granocrecientes de lodolita a arenita muy fina, con icnofósiles de *Thalassinoidea* rellenos de pellets fosfáticos, intensa bioturbación y nódulos fosfáticos, se interpretan como parasecuencias depositadas costa afuera o ligeramente por encima de la acción del oleaje diario normal. Las sucesiones de arenita fina, ocasionalmente media, que comienzan con bases abruptas incluyendo intraclastos de lodolita negra y fragmentos fosfáticos de hasta 3 cm de diámetro, se interpretan como el resultado de corrientes y olas generadas por tormentas. Se cree que en general el segmento representa una mezcla de parasecuencias con capas producidas por tormentas.

Las parasecuencias representan pulsos menores de

cambio relativo del nivel del mar, en los cuales el mar sube abruptamente y se someriza gradualmente, como resultado de cambios globales o como resultado de pulsos de subsidencia de la cuenca. La observación de parasecuencias gradualmente granocrecientes, junto con capas de bases relativamente abruptas y grano más grueso que resultan de tormentas, sugiere una compleja interacción entre los dos fenómenos sedimentológicos. Aquí es muy interesante observar que las dos muestras de los 5 metros inferiores del segmento E tienen respectivamente 87% y 93% de contenido de polen y esporas contra 13% y 7% de dinoflagelados, indicando quizás que en algún momento el nivel del mar se somerizó lo suficiente, como para incluir una cantidad más abundante de elementos de la flora costera, o que la acción de tormentas es capaz de redistribuir material relativamente grueso en áreas extensas.

En el segmento F se encuentra de nuevo un predominio de arcillolita y lodolita negra con cantidades menores de arenitas de cuarzo de grano muy fino, que se interpretan como depositadas costa afuera (offshore), inmediatamente por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal y eventualmente sujetas a la acción de corrientes y olas producidas por tormentas. Dos capas conspicuas de arenita se interpretan como el resultado de la acción de tormentas; la primera es una capa gruesa, granodecreciente de arenita media a fina de cuarzo, con intraclastos de lodolita negra y fragmentos fosfáticos; la otra es una capa delgada de arenita fina con abundantes fragmentos de conchas de bivalvos, intraclastos de lodolita negra y fragmentos fosfáticos de hasta 5 mm de diámetro. Las ondulitas encontradas en las esporádicas intercalaciones de arenitas se creen también generadas como resultado de oleaje producido durante tormentas. El contenido de palinomorfos incluye una mezcla de polen, esporas y dinoflagelados, indicativa de un ambiente marino somero, como lo indican también los icnofósiles de *Thalassinoidea* y *Rhizocorallium*.

El segmento G se cree depositado en el límite inferior del nivel de acción del oleaje diario normal a ligeramente por debajo de este nivel, debido a la predominancia de la arenita fina y muy fina sobre la lodolita. Especialmente debido a la presencia de arenitas glauconíticas friables, eventualmente con abundantes conchas de bivalvos y de gasterópodos de 2-3 cm de diámetro y con poco o ningún contenido de lodolita. El hecho de que la bioturbación es intensa por sectores, existiendo abundantes icnofósiles horizontales en tubos de varios mm hasta 1 cm de diámetro y capas totalmente homogeneizadas por bioturbación, sugiere depósito por debajo de la acción del oleaje diario; donde excepcionalmente se aprecia estratificación, esta es plana paralela en láminas a ligeramente ondulosa. No se descarta la distribución de material como resultado de

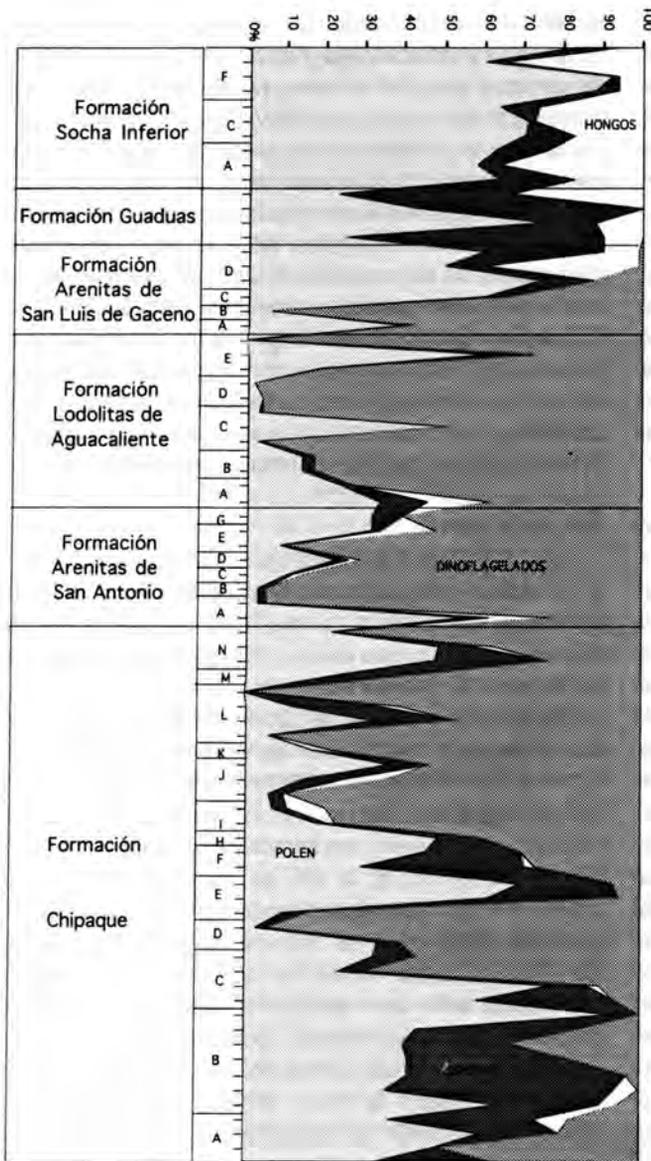


Fig. 8. Porcentajes relativos de dinoflagelados, polen, esporas y hongos (sin escala vertical).

tormentas y la posterior homogeneización del sedimento por bioturbación.

Aunque el segmento H se encuentra en su mayoría cubierto, las lodolitas y arcillolitas negras del tope sugieren que se trata de nuevo de sedimentos depositados costa afuera, por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal. La interpretación está soportada también por el abundante contenido de dinoflagelados (79%) presente en una muestra colectada 5 m por encima de las arcillolitas negras, en la base del segmento I.

Las intercalaciones de limolitas laminadas con arenitas

muy finas de cuarzo y arcillolitas del segmento I, se interpretan como depositadas costa afuera, debajo del nivel de acción del oleaje diario normal y posiblemente en el límite inferior del nivel de acción de tormentas. La ausencia de bioturbación, junto con la presencia de ondulitas y una conspicua estratificación en láminas, se interpreta como indicativa de niveles de energía muy bajos. Las crestas de las ondulitas alcanzan hasta 3 cm de altura y se observan también algunas micromarcas de corriente, como por ejemplo huellas de partículas arrastradas. Las limolitas y arenitas muy finas de cuarzo dispuestas en láminas delgadas a medias con estratificación plana paralela, son muy limpias y normalmente de color blanco, indicando la ausencia de organismos que pudieran bioturbar el sedimento; es muy interesante observar que estas láminas de color blanco se intercalan con láminas de lodolita negra en contactos nítidos que también indican muy poca actividad biológica.

Es muy posible que el segmento I, sea indicativo de la mayor profundización de la cuenca (incluyendo la superficie de máxima inundación), durante el depósito de la Formación Chipaque. Los contenidos de dinoflagelados son relativamente altos en el segmento, siendo 79% hacia la base y 89% hacia el tope e indicando también ambientes marinos relativamente profundos.

El segmento J se cree depositado por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal, debido a la predominancia de lodolita y arcillolita negra, con esporádicas láminas delgadas, lenticulares de arenita muy fina de cuarzo y capas lenticulares, delgadas a muy delgadas de siderita y de arenita fosfática de grano muy fino. Este segmento está mucho mejor expuesto en la Quebrada Vara Santa, donde aunque también se observa la predominancia de lodolita negra, se aprecian algunas intercalaciones de conjuntos de capas delgadas a medias, de hasta 3 m de espesor, donde predomina la arenita muy fina, de acuerdo también con ambientes situados por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal, eventualmente sujetos a la acción de tormentas. El contenido de dinoflagelados es inferior al del segmento I, alcanzando valores hasta de 64% contra un contenido de 36% de polen y esporas.

En el segmento K se observa que la somerización iniciada a partir del segmento J ha continuado, debido a que aquí se presentan granulometrías más gruesas, que incluyen arenitas de grano fino en sucesiones granodecrecientes con restos de conchas de bivalvos y fragmentos fosfáticos de hasta 4 cm de diámetro. Estas

sucesiones grano-decrecientes con bases erosivas se interpretan como el resultado de la acción de tormentas, por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal. Incluso se observan intraclastos de arenita fina que alcanzan los 10 cm, indicando que los niveles de energía alcanzados durante las tormentas fueron relativamente importantes. Durante intervalos de tiempo en que el sedimento no fue afectado por la acción de tormentas, se produjo bioturbación moderada a intensa que dejó capas totalmente homogeneizadas donde se observan algunas pestañas y láminas de lodolita muy contorsionadas, junto con icnofósiles en tubos horizontales de hasta 4 cm de diámetro y algunos tubos verticales de 1-2 cm de diámetro.

En el segmento L, se interpretan las intercalaciones de conjuntos de capas de lodolita y arenita fosfática de grano muy fino, con icnofósiles en tubos horizontales y verticales de 5-10 mm de diámetro, por sectores intensamente bioturbados, como depositadas costa afuera, por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal. Las capas medias de arenita de grano muy fino que tienen bases erosivas y fragmentos fosfáticos redondeados de hasta 5 mm de diámetro, se consideran como resultado de corrientes y oleaje producidos por tormentas.

El predominio de arenita muy fina y fina de cuarzo en sucesiones granodecrecientes de bases abruptas, con fragmentos fosfáticos de hasta 1 cm de diámetro del segmento M, se interpretan como el resultado de tormentas, por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal. Las sucesiones granocrecientes limitadas por lodolitas negras que representan superficies de inundación marina, se interpretan como parasecuencias. Las ondulitas distribuidas por todo el segmento indican la periódica exposición a la acción del oleaje de tormentas, mientras que los sectores homogeneizados por bioturbación con icnofósiles de *Rhizocorallium* y las abundantes láminas y capas delgadas de lodolita indican períodos más quietos. El contenido relativamente alto de polen y esporas (77% contra 23% de dinoflagelados) es quizás indicativo de la relativa somerización del ambiente de depósito o de la redistribución de sedimentos someros durante las tormentas.

El segmento N, que constituye el tope de la Formación Chipaque, se considera también como depositado por debajo del nivel de acción del oleaje diario y sujeto a la eventual acción de tormentas, con base en la predominancia de lodolita negra con esporádicas intercalaciones de capas delgadas de arenita fosfática de grano muy fino. Las sucesiones granocrecientes que llegan a tener arenita de grano fino a medio, se interpretan como parasecuencias. El contenido relativamente alto de polen y esporas (78%) en el tope del segmento sería indicativo de la relativa

somerización del ambiente de depósito, mientras que la situación inversa (77% de dinoflagelados) se observa en lodolita negra de la base de una parasecuencia. La capa media (20 cm) de arenita de grano medio, con intraclastos de lodolita y pellets fosfáticos tamaño arena, que se encuentra 3 m por debajo del tope de la unidad, se toma como el resultado de una tormenta.

En resumen, se interpreta la parte más inferior de la Formación Chipaque como el resultado de profundización relativa del nivel del mar, que produjo bahías someras, zonas inundadas con depósitos de pantanos, lagunas costeras y llanuras de marea en un régimen de baja energía dominado por olas. Las bahías someras y pantanos costeros se creen parte de un régimen estuarino semicerrado que resultó de una transgresión marina en un área previamente dominada por depósitos litorales de grano grueso que se encuentran en la parte superior de la Formación Une. Los segmentos A hasta I de la parte inferior de la Formación Chipaque son indicativos de un sistema transgresivo (TST), con ambientes marinos de costa afuera cada vez más profundos, por debajo del nivel de acción del oleaje diario, hasta llegar incluso a estar por debajo del nivel de acción de tormentas o muy cerca de éste. Los segmentos J hasta N se creen depositados por debajo del nivel de acción del oleaje diario y sujetos a la eventual acción de tormentas; sin embargo, aunque el nivel del mar se mantuvo alto (HST), los ambientes se han somerizado relativamente, como preludio a niveles más bajos del mar, que están representados por las arenitas de la parte inferior del Grupo Guadalupe.

5.2. FORMACION ARENITAS DE SAN ANTONIO

La Formación Arenitas de San Antonio (Guadalupe Inferior) se interpreta como depositada durante un episodio de caída relativa del nivel del mar. El segmento A (Fig. 5) se cree depositado muy cerca del nivel inferior de acción del oleaje diario, debido a que aquí el contenido de arenitas es mucho mayor que el presente en la infrayacente Formación Chipaque. Para que las arenas glauconíticas de grano fino y muy fino (eventualmente medio), con láminas de lodo fueran sujetas a intensa bioturbación, debieron estar por debajo del nivel de acción del oleaje diario normal y seguramente fueron transportadas costa afuera (offshore), de forma paulatina durante episodios de tormentas. El hecho de que en algunos sectores que no están intensamente bioturbados se encuentre estratificación plana paralela a ondulosa, con algunas ondulitas preservadas, sugiere que los sedimentos estuvieron eventualmente sometidos a la acción de oleaje diario normal.

Las lodolitas intercaladas en láminas se creen

depositadas durante intervalos de tiempo en los cuales el sustrato no era alcanzado por la acción del oleaje. Lo más común es que las láminas se encuentren distorsionadas por bioturbación, encontrándose intervalos donde la mezcla de arenita y lodolita es total, con tonos grises muy homogéneos. Ocasionalmente, se observan icnofósiles similares a *Planolites* en la interfase lodolita-arenita, indicando un ambiente proximal de costa afuera en la icnofacies *Cruziana*. Las dos capas muy gruesas de lodolita negra presentes en el segmento se creen depositadas costa afuera, pero debieron estar aún sujetas a la acción de tormentas, ya que eventualmente se encuentran intercalaciones de arenita de cuarzo de grano muy fino en láminas y capas delgadas de hasta 5 cm de espesor. Las muestras de las capas muy gruesas de lodolita tienen una cantidad relativamente abundante de dinoflagelados (95%), de acuerdo con ambientes marinos de costa afuera.

El segmento B se interpreta como depositado costa afuera, bajo la influencia eventual de tormentas, debido a la presencia relativamente abundante de lodolita con intercalaciones de arenita fina a media de cuarzo. Las intercalaciones de arenita de hasta 2.6 m de espesor, que contienen ondulitas, abundantes fragmentos fosfáticos e intraclastos de lodolita, se creen el resultado de varios episodios de tormentas, ya que internamente presentan láminas y capas delgadas de lodolita o bioturbación intensa, indicativos de períodos más tranquilos entre una y otra tormenta. Así mismo, las capas delgadas de arenita fosfática de grano fino y muy fino, que se encuentran intercaladas esporádicamente en las capas muy gruesas de lodolita, serían también el resultado de la acción de tormentas.

En el segmento C se encuentran tamaños de grano relativamente más gruesos, que alcanzan hasta arenita de grano medio, indicando ambientes más someros con niveles de energía mayores que los del infrayacente segmento B. Se cree que parte de este segmento se pudo depositar sujeto a la acción del oleaje diario, en el frente de playa inferior, debido a que se presentan conjuntos de capas muy gruesas, de hasta 17 m de espesor, donde predominan las arenitas de grano fino, muy homogéneas, relativamente limpias y sin bioturbación; una de estas capas incluye incluso juegos de estratificación cruzada de 1.5 m de altura, suprayacidos por una capa muy gruesa (5.3 m) de arenita con abundantes conchas de bivalvos de 5 cm de diámetro. En las esporádicas intercalaciones de lodolita y hacia la base de algunas capas de arenita, la bioturbación es relativamente abundante, conteniendo incluso icnofósiles como *Planolites* e indicando que el sustrato se encontró durante algunos intervalos de tiempo inmediatamente por debajo del nivel de acción del oleaje diario.

En la base del segmento D se encuentra una capa de 3.7 m de lodolita negra, con escasas láminas delgadas (< 1 mm) de limolita blanca y con abundante contenido de dinoflagelados (90%), que se interpreta como la base de una parasecuencia; el contacto inferior es abrupto, suprayaciendo una capa de arenita fina a media del segmento inferior, que contiene abundantes intraclastos y fragmentos fosfáticos. Hacia la parte superior de la capa de lodolita, la bioturbación es abundante, con icnofósiles rellenos de pellets fosfáticos, arenita muy fina y pirita, que dan paso a capas medias de arenita fosfática de grano medio, con estratificación cruzada hacia WSW, separadas por una capa muy delgada de lodolita que deja ver algunas ondulitas en la interfase con la arenita. La parte inferior de la parasecuencia se interpreta como depositada por debajo del nivel de acción del oleaje diario, mientras que las capas suprayacentes de arenita se interpretan como depositadas por encima de este nivel. Los sectores de arenita de grano fino en conjuntos de capas medias con estratificación cruzada hacia ESE y tapices de lodo ("mud drapes") en los frentes de onda, se interpretan como producidos por episodios alternantes de alta y baja energía durante los cuales migraron las dunas de arena, en el frente de playa más inferior. En la parte superior del segmento D se encuentran dos capas muy gruesas (5-6 m) de arenita amarilla de cuarzo, de grano fino a medio, que se toman como definitivamente depositadas por encima del nivel de acción del oleaje diario.

En el segmento E se encuentran, con arenitas fosfáticas de grano medio, varias intercalaciones de lodolita moderada a intensamente bioturbadas, indicando de nuevo que el depósito se produjo muy cerca al límite inferior del nivel de acción del oleaje diario. La aparición de arenitas de cuarzo de grano medio a grueso y los porcentajes relativamente altos de polen y esporas (40% y 48%) en dos muestras del segmento, estarían de acuerdo con una aparente somerización de ambientes marinos.

El predominio de arenitas de cuarzo de grano medio de color amarillo, friables y generalmente limpias del segmento F, sugiere permanente influencia de la acción del oleaje diario. Hacia el tope del segmento se encuentran sedimentos más gruesos, que incluyen conglomerados de gránulos de cuarzo, con pellets fosfáticos de 1-2 cm de largo y restos de conchas de bivalvos de hasta 5 cm de diámetro, que se creen depositados en el frente de playa superior.

Finalmente, las arenitas friables de grano grueso a muy grueso, por sectores conglomeráticas granulares del segmento G, indican que el depósito se produjo bajo la influencia del oleaje diario, posiblemente en el frente de playa superior. Incluso se encuentran intraclastos de lodolita

y limolita de tamaño guijo muy fino (< 8 mm) y guijo fino (8-16 mm) que indican que el fondo estuvo sujeto a continuo retrabajamiento bajo condiciones de alta energía. El contenido de polen y esporas es relativamente alto (62% contra 38% de dinoflagelados), de acuerdo con la somerización sugerida por los sedimentos de grano relativamente grueso, hasta alcanzar el frente de playa superior. En la parte más superior del segmento se observa estratificación cruzada hacia el ENE en la parte superior de una capa de arenita media a gruesa de 1.2 m de espesor, cuya base está intensamente bioturbada.

Resumiendo, la parte inferior del Grupo Guadalupe se inicia con la abrupta somerización de ambientes de depositación marina, pasando de las lodolitas de costa afuera de la Formación Chipaque a las arenitas de frente de playa de la Formación Arenitas de San Antonio. La parte superior de las parasecuencias presentes en esta última unidad concluye con tamaños de grano cada vez más gruesos, indicando que nos encontramos en un sistema deposicional de bajo nivel (LST) con una sucesión progradacional.

5.3. FORMACION LODOLITAS DE AGUACALIENTE

La Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio) se cree depositada durante un marcado ascenso relativo del nivel del mar. Las lodolitas negras con intercalaciones menores de arenitas fosfáticas de grano fino del segmento A (Fig. 5), se interpretan como depositadas por debajo del nivel de acción del oleaje diario y eventualmente por debajo del nivel de acción de tormentas, indicando una subida abrupta del nivel del mar (primera superficie mayor de inundación ó superficie transgresiva). El predominio de lodolita es muy notorio, marcando un abrupto contraste entre las dos formaciones.

Las capas muy gruesas (hasta de 8.6 m) de lodolita negra, con escasas láminas delgadas (< 1 mm) de limolita blanca se entienden como depositadas por debajo del nivel de acción del oleaje diario y eventualmente sujetas a la acción más profunda del oleaje de tormentas. En algunas de estas lodolitas se encuentran intercalaciones de limolitas finas y muy finas, silíceas con fractura prismática ortogonal (plaeners), que se creen depositadas por debajo del nivel de acción de las tormentas, debido a su laminación muy fina y a la ausencia de bioturbación. En una muestra de la parte inferior del segmento asociada con estas limolitas, se presenta un contenido relativamente abundante de dinoflagelados (83%) de acuerdo con la relativa profundización del ambiente de depósito. Las arenitas fosfáticas de grano fino, eventualmente medio, están bioturbadas por sectores y ocasionalmente presentan bases

erosivas o son granodecrecientes, indicando que se trata de depósitos de tormentas. La bioturbación es moderada a intensa, observándose más fácilmente en donde existen intercalaciones de arenita; los icnofósiles de *Rhizocorallium* son relativamente abundantes, indicando también ambientes de costa afuera en la icnofacies *Cruziana*.

En el segmento B son comunes las limolitas silíceas grises de grano fino y muy fino (con fractura prismática ortogonal en panelitas), que se conciben como depositadas por debajo del nivel de acción de las tormentas, debido a su laminación interna muy fina y a la relativa ausencia de materia orgánica. Muy cerca del tope del segmento, en una capa de lodolita negra muy dura, que se encuentra infrayaciendo un conjunto de capas delgadas a muy delgadas de plaeners, hay una muestra cuyo contenido de palinomorfos está dominado por dinoflagelados (96%), de acuerdo con ambientes marinos profundos. Este segmento contiene numerosas capas delgadas de micritas fosfáticas, insinuando cortos intervalos de sedimentación pelágica. Aunque el segmento está dominado por lodolita negra y limolita silícea, se encuentran capas de arenita fosfática de grano muy fino con abundantes láminas de lodolita negra y con intensa bioturbación, que se creen acumuladas por la esporádica acción de tormentas; las bases de algunas de éstas son erosivas o tienen contactos abruptos sobre la lodolita negra; los icnofósiles de *Thalassinoides* son comunes en algunas de ellas, así como algunos restos de conchas gruesas de bivalvos de hasta 5 cm de diámetro y restos de conchas de gasterópodos.

Se cree que el segmento B se depositó durante niveles relativamente altos del mar, correspondientes con un sistema transgresivo (TST) y que hacia el tope del segmento se incluye la superficie de máxima inundación. En general se observa que a partir de la base del segmento A los sedimentos son de grano cada vez más fino, existiendo menos capas de arenita, que a su vez son sucesivamente más delgadas. Mientras en el segmento A hay algunas capas de arenita de grano medio, en el segmento B sólo hay intercalaciones de arenita de grano muy fino y en cambio son abundantes las limolitas silíceas.

Los segmentos C y D se interpretan también como depositados por debajo de la línea de acción del oleaje diario y sometidos a la acción eventual de tormentas, debido a su abundante contenido de lodolita negra con intercalaciones menores de limolita y arenita de cuarzo de grano muy fino; sin embargo, se cree que los ambientes de depositación marina no son tan profundos como los presentes en el segmento B, ya que aquí hay más capas de arenita, estando ausentes los conjuntos de capas de plaeners. Las capas muy gruesas de lodolita negra con

esporádicas intercalaciones de láminas lenticulares de limolita blanca o de capas muy delgadas de biomicrita y limolita fosfática, se conciben como depositadas cerca al nivel inferior de acción de tormentas. Las capas de arenita muy fina de cuarzo, con dientes de peces, pellets fosfáticos, bivalvos pectínidos y abundantes intercalaciones laminares onduladas de lodolita negra, además de bioturbación en tubos horizontales de 2 mm de diámetro, se toman también como el resultado de la acción alternante de tormentas y períodos quietos. Hacia la parte superior del segmento D se encuentra una capa muy gruesa de lodolita negra con láminas de micrita, pirita diseminada y nódulos calcáreos ricos en pirita, que posiblemente indican ambientes muy ricos en materia orgánica. En general, se considera que los segmentos C y D representan ambientes de depósito ligeramente más someros que los del segmento B, en un sistema de alto nivel (HST). Los ambientes de depositación marina se somerizaron a partir del tope del segmento B, cuando desaparecen las capas de limolitas silíceas muy finas con laminación interna muy delgada. Dentro de estos segmentos no se observan parasecuencias con límites evidentes, debido a que no es fácil separar los fenómenos autocíclicos que reflejan la acción de tormentas, de los eventos alocíclicos correspondientes a cambios menores del nivel del mar.

En el segmento E se estima que los ambientes de depósito continuaron somerizándose, debido a que el contenido de capas de arenita intercaladas en la lodolita negra aumenta, hasta alcanzar a constituir aproximadamente la mitad del segmento. Las delgadas a muy delgadas capas de arenita fosfática de grano muy fino, separadas por láminas de lodolita negra, con bioturbación moderada a intensa e icnofósiles en tubos horizontales de 1-10 mm de diámetro similares a *Planolites*, se interpretan como depositadas por debajo del nivel de acción del oleaje diario, con intervalos dominados por la acción alternante de tormentas y períodos quietos durante los cuales se produjo la bioturbación del sedimento. Las capas de lodolita negra con muy esporádicas intercalaciones de limolita o arenita muy fina se creen depositadas muy cerca al nivel inferior de acción de tormentas. Finalmente, se considera que las capas medias a gruesas de arenita fosfática de grano medio, con estratificación cruzada insinuada por tapices de lodolita negra o por intraclastos, indica la migración paulatina de dunas de arena durante episodios alternantes de alta y baja energía, posiblemente como resultado de episodios de tormenta, debajo del nivel de acción del oleaje diario.

En resumen, se plantea que la Formación Lodolitas de Aguacaliente se depositó durante niveles del mar relativamente altos con respecto a la infrayacente Formación Arenitas de San Antonio. Su base está constituida por la

primera superficie mayor de inundación marina o primera superficie transgresiva de un sistema transgresivo (TST) que culminaría en el tope del segmento B, donde desaparecen las capas de limolitas silíceas de grano muy fino (plaeners). Los segmentos C, D y E se depositaron durante niveles del mar todavía relativamente altos, que se fueron somerizando en forma progresiva y constituyendo así un sistema de alto nivel (HST). La base de esta secuencia coincide entonces con la base del Grupo Guadalupe (Formación Arenitas de San Antonio) y concluye en el tope de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio). La siguiente secuencia se inicia con la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior), en cuya base se observa un cambio abrupto a ambientes de depósito más someros con predominio de facies arenosas.

5.4. FORMACION ARENITAS DE SAN LUIS DE GACENO

El cambio de tamaño de grano presente en la base de la unidad, con predominio de arenita de grano medio y grueso (Fig. 5), se interpreta como el resultado de somerización súbita de ambientes marinos de depósito.

Las arenitas de cuarzo de grano medio y grueso del segmento A, por sectores bioturbadas, que tienen intercalaciones de láminas y capas muy delgadas, onduladas de lodolita negra, se consideran como depositadas en el frente de playa inferior, bajo la acción del oleaje diario normal. Las capas son en general muy gruesas debido a la continua homogeneización del sedimento por la acción del oleaje; la estratificación es planar a ondulosa irregular, con bases eventualmente erosivas o abruptas; la presencia de intraclastos de lodolita negra que alcanzan 1 mm de diámetro indica continuo retrabajamiento del sedimento. Las capas de arenitas limpias de cuarzo de grano grueso, con abundantes conchas de bivalvos y algunos fragmentos de corales se conciben como depositadas bajo la influencia permanente del oleaje diario, posiblemente en el frente de playa superior.

Se cree que las láminas y capas muy delgadas de lodolita pudieron depositarse durante intervalos de tiempo en los cuales la intensidad del oleaje fué menor y no alcanzó el fondo, posiblemente reflejando diferencias de una a otra estación anual o cambios climáticos de mayor magnitud. Es factible también que las tormentas produjeran áreas deprimidas que se mantuvieron por algún tiempo por debajo de la línea de acción del oleaje diario para permitir la preservación de lodolitas bioturbadas; los icnofósiles en tubos horizontales de 5-10 mm de diámetro están presentes en estas intercalaciones lodolíticas. En una muestra proveniente de una de estas capas muy delgadas de lodolita se encontró un alto contenido (94%) de

dinoflagelados, de acuerdo con la propuesta predominancia de ambientes marinos. Sin embargo, en los segmentos suprayacentes el contenido de dinoflagelados decrece abruptamente, hasta que las muestras están constituidas exclusivamente por polen y esporas.

Las arenitas de cuarzo de grano medio y grueso del segmento B, que se intercalan con un mayor número de capas de lodolita que las presentes en el segmento A, se interpretan como depositadas muy cerca al límite inferior de acción del oleaje diario. Se plantea que el segmento está compuesto por al menos dos parasecuencias, que contienen en la base una mezcla de lodolita y arenita fina a media con abundantes *Thalassinoides*, depositadas en el límite inferior del nivel de acción del oleaje diario a inmediatamente por debajo de éste. Estas intercalaciones están suprayacidas por arenitas de grano medio y grueso con estratificación cruzada, conchas de bivalvos e intraclastos de lodolita de hasta 3 cm de diámetro, que se toman como depositadas bajo la influencia del oleaje diario en el frente de playa inferior a inmediatamente por debajo de éste. La estratificación cruzada sería el resultado de migración paulatina de dunas de arena, intermitentemente por debajo del nivel de acción del oleaje diario, debido a que excepcionalmente se observan láminas y capas muy delgadas de lodolita en los juegos de estratificación cruzada de hasta 1 m de altura. El hecho de que algunos de estos juegos aislados de estratificación cruzada indican direcciones de corriente opuestas (aproximadamente hacia ENE y WSW), estaría de acuerdo con direcciones de deriva litoral en un frente de playa dominado por olas; no se observa estratificación cruzada bipolar tipo espina de pescado, que pudiera indicar un ambiente dominado por mareas.

El segmento C está dominado por arenitas de cuarzo de grano grueso y muy grueso, con intraclastos y restos de conchas de bivalvos, que se interpretan como depositadas en un frente de playa, posiblemente en el frente de playa superior. El ambiente de depósito es similar al del segmento A, con la diferencia de que los ambientes se han somerizado aún más, porque los sedimentos alcanzan tamaño arena muy gruesa y conglomerado de gránulos; incluso, se observan intraclastos de lodolita de 4-10 cm de diámetro y un mayor número de juegos con estratificación cruzada hacia WSW. Se cree que las arenitas son muy homogéneas y limpias por sectores, debido a que estuvieron continuamente bajo la influencia del oleaje diario en el frente de playa superior y sujetas a corrientes de deriva litoral. Las escasas láminas y capas delgadas de lodolita con bioturbación y algunos icnofósiles se creen depositadas igual que en el segmento A, en periodos más tranquilos de una a otra estación o en áreas deprimidas que podrían

quedar debajo del nivel de acción del oleaje después de tormentas. También es posible que la bioturbación en algunas de las arenitas se hubiera producido unos centímetros por debajo de la interfase agua-sedimento, de manera que el oleaje diario no tuviera efecto. El contenido de dinoflagelados ha decrecido hasta el 12% (88% de polen y esporas), indicando cada vez más proximidad a la línea de costa.

En el segmento D son comunes las arenitas de cuarzo de grano muy grueso y conglomerado granular, que también indicarían ambientes de frente de playa superior o incluso ambientes de playa ("foreshore"). Los intraclastos de hasta 8 cm de diámetro que son comunes en las arenitas conglomeráticas y la estratificación cruzada en juegos aislados de hasta 1 m de altura hacia ENE y WSW, además de la estratificación planar ondulosa irregular, indican continuo retrabajamiento del sedimento. Las intercalaciones de lodolita negra con numerosos lentes de arenita, que eventualmente incluyen flaser de lodo y ondulitas, con algunos icnofósiles en tubos horizontales y alargados de 2 mm a 2 cm de diámetro, se podrían interpretar como depósitos de charcos en llanuras costeras, periódicamente afectados por mareas altas o tormentas que transportarían arena. El contenido de dinoflagelados en el segmento se ha reducido totalmente, estando compuestas las muestras por una mezcla de polen y esporas; es interesante notar que aquí aparece por primera vez en el registro un abundante contenido de esporas de hongos (39%) en una capa media de lodolita negra bioturbada, que en la base contiene arenita de grano muy grueso con intraclastos y que a su vez suprayace una capa de arenita muy gruesa a conglomerática granular de cuarzo.

El segmento E se interpreta también como depositado en el frente de playa superior y en planicies costeras debido al abundante contenido de arenitas limpias de grano muy grueso y por sectores conglomerático granular. Las capas con juegos separados de estratificación cruzada de hasta 1 m de altura hacia WSW y ENE, además de la presencia de capas muy gruesas con estratificación interna muy homogénea o donde no se aprecia estratificación por no haber contrastes en el tamaño de grano, se creen el resultado de canales de marea y del continuo retrabajamiento del oleaje. Las capas de arenita fina con ondulitas cubiertas por láminas discontinuas y lenticulares de lodolita, se creen igual que en el segmento D, depositadas en charcos de llanuras costeras eventualmente sujetos a la acción de mareas o de tormentas.

En resumen, las sedimentitas relativamente gruesas de la Formación Arenitas de San Antonio se depositaron en ambientes de frente de playa y llanuras costeras durante un

descenso relativo del nivel del mar.

5.5. FORMACION GUADUAS

La parte inferior de la Formación Guaduas (Fig. 5) se cree depositada en un ambiente de bahías someras, pantanos y lagunas costeras de un ambiente estuarino, debido al predominio de lodolitas grises con restos de hojas e intercalaciones de capas muy delgadas a medias lenticulares de arenita de cuarzo de grano muy fino, lodolitas negras carbonosas con abundantes restos de hojas y capas de carbón. El contenido palinológico de las muestras está dominado por una mezcla de polen y esporas. Es interesante notar que una lodolita carbonosa con abundantes restos de hojas, que suprayace una capa gruesa de carbón, contiene hasta un 33% de esporas de hongos.

5.6. FORMACION SOCHA INFERIOR

Las arenitas de cuarzo de grano predominantemente medio, con estratificación planar irregular y algunos juegos de estratificación cruzada de la Formación Socha Inferior (Fig. 6), se consideran como depositadas por ríos trenzados en posiciones relativamente distales del frente montañoso que constituía el área fuente. Las capas más gruesas con estratificación cruzada (2 m de espesor) indican direcciones de corriente hacia el N y NE. Las esporádicas intercalaciones de lodolitas rojizas y de lodolitas oscuras con restos de hojas, corresponden con depósitos de llanura de inundación, donde eventualmente se establecen zonas vegetadas y se verifican procesos de formación de suelos.

De acuerdo con COLLINSON (1986), los canales de patrones trenzados, aunque presentan baja sinuosidad, poseen alta movilidad que subdivide el flujo en canales y barras de varios tipos. En este tipo de ríos, la carga fina de lodo se transporta por suspensión y contribuye poco con la sedimentación, que es principalmente arenosa. Las planicies arenosas o islotes que separan como barras longitudinales los canales, poseen patrones de estratificación cruzada que son ampliamente variables en escala, tipo y orientación, en contraste con los patrones unidireccionales de las barras linguoides y dunas que se forman en los canales. Según COLLINSON, los depósitos de canales trenzados poseen una distribución vertical de facies poco ordenada, que refleja la variación irregular producida por la migración de formas en el fondo de los canales, que a su vez se superponen continuamente con los depósitos de planicies arenosas, preservando muy pocos depósitos de llanura de inundación. En contraste, los ríos meandriformes tienen poca movilidad pero alta sinuosidad, produciendo patrones de migración lateral más regulares, que dejan los típicos depósitos tabulares granodecrecientes de barras de meandro con

estratificación epsilon en las arenitas de los depósitos de canal, intercalados con depósitos más finos de llanura de inundación.

Aunque existe un rango continuo en las características de ambientes fluviales, la principal diferencia entre los depósitos de ríos con patrones trenzados, meandriformes y anastomosados, es el porcentaje de lodolita de llanura de inundación que se preserva, siendo más abundante en ambientes de ríos anastomosados y casi ausente en ríos trenzados. GUERRERO (1995) documentó un depósito del Mioceno en el Valle Superior del Magdalena que incluye los tres tipos de ambientes fluviales, estando los intervalos interpretados como depósitos de ríos meandriformes compuestos por intercalaciones en proporciones aproximadamente iguales de capas de 2-6 m de lodolitas abigarradas y arenitas granodecrecientes, mientras que los depósitos de ríos trenzados consistían de conglomerados de guijos y arenitas conglomeráticas que constituían un conjunto de capas de amplia extensión regional.

Los depósitos de la Formación Socha Inferior se caracterizan por el predominio de arenitas limpias y por la casi total ausencia de depósitos de lodolita, pero en los intervalos donde se encuentran estos últimos, se interpretan ambientes de islotes de barras longitudinales y llanuras de inundación fluvial. Adicionalmente, el contenido palinológico de las lodolitas oscuras está dominado por una asociación muy abundante de polen y esporas con total ausencia de dinoflagelados, de acuerdo con ambientes de deposición continental.

Las arenitas friables de cuarzo de grano fino del segmento A, que se presentan en capas muy gruesas con estratificación interna planar a ondulosa irregular, se interpretan como depositadas en canales amplios con flujos de alta energía. Las esporádicas intercalaciones de láminas y capas delgadas a medias de lodolita negra se conciben como depositadas en islotes de barras longitudinales y áreas pantanosas adyacentes. Los intraclastos de lodolita negra de hasta 10 cm de diámetro en formas irregulares y los de 5 cm de espesor y 30 cm de largo, son fragmentos de capas arrancados por variaciones súbitas de energía al cambiar el canal su curso sobre zonas previamente vegetadas o pantanosas.

Las cuarzoarenitas limpias de grano medio en capas muy gruesas del segmento B se interpretan también como depósitos de canales amplios con flujos de alta energía, mientras que las arenitas gruesas y muy gruesas con sectores de conglomerado de gránulos se creen depositadas en canales más profundos con niveles de energía más altos. Los juegos de estratificación cruzada de direcciones

variables pudieron haberse producido en planicies arenosas.

En el segmento C se encuentran abruptas variaciones laterales y verticales en el tamaño de grano y en las estructuras sedimentarias. Las arenitas finas de color gris con intraclastos de lodolita arenosa y con restos carbonosos de materia orgánica vegetal incluyendo fragmentos de hojas, se toman como depositadas en una llanura de inundación proximal o en islotes vegetados. Así mismo, las limolitas y arenitas lodosas en capas hasta de 1.5 m de espesor, de color rojo intenso o violáceo se interpretan definitivamente como depósitos de llanura de inundación con intensos procesos de formación de suelos. Los fragmentos de lodolita de diversos colores y formas irregulares son el resultado de la migración de canales de alta energía a zonas de llanura de inundación. Los glóbulos y esferulitas de siderita y el cemento siderítico en arenitas laminadas de grano fino, indicarían ambientes con abundantes contenidos de materia orgánica en llanuras de inundación.

El segmento D, constituido por arenitas de cuarzo de grano medio hasta muy grueso y granular, con estratificación planar a ondulosa, corresponde de nuevo con depósitos de canales de alta energía. Así mismo, los juegos de estratificación cruzada de hasta 2 m de altura son el resultado de la migración de dunas en canales de alta energía. Los intraclastos de lodolita presentes, así como esporádicas capas delgadas a medias de lodolita negra o de limolita y arenita muy fina de color rojizo, son los únicos vestigios en este segmento de las llanuras de inundación asociadas.

Las lodolitas arenosas de color gris con nódulos de siderita del segmento E se toman como depósitos proximales de llanura de inundación. Así mismo, se cree que la capa de 3 m de lodolita gris con moteado rojizo de la parte superior del segmento corresponde con una llanura de inundación que alcanzó a estar expuesta a procesos de formación de suelos. Las arenitas de cuarzo de grano medio en capas medias a gruesas, con intraclastos de lodolita de hasta 5 cm de diámetro, se consideran como depósitos de desborde, mientras que las intercalaciones de arenita de grano fino en capas delgadas a muy delgadas con abundantes fragmentos carbonosos finamente diseminados, se interpretan de nuevo como llanuras de inundación proximales o islotes de barras longitudinales.

Finalmente, las arenitas de grano medio en capas muy gruesas de la parte inferior del segmento F, se entienden como depositadas en canales y en barras longitudinales sujetas a flujos de alta energía, ya que las capas se encuentran separadas por intraclastos de lodolita de hasta

1 cm, fragmentos de madera carbonizada o superficies oxidadas. Las arenitas de cuarzo de grano fino con abundantes fragmentos vegetales carbonosos finamente diseminados y fragmentos de capas de lodolitas de 2-5 cm de espesor y 50 cm de largo, se creen depósitos de desborde y de llanura de inundación proximal.

6. ESQUEMA ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL Y UNIDADES ALOESTRATIGRAFICAS

Con el objeto de tener un marco estratigráfico conceptual de las unidades estudiadas, se propone subdividir la sucesión Cretácica y Terciaria del área en secuencias estratigráficas (Fig. 9) limitadas por superficies discordantes (o sus correlativas superficies concordantes y paraconcordantes) entre caídas del nivel del mar, de acuerdo con los conceptos de estratigrafía de secuencias desarrollados por numerosos investigadores como SLOSS *et al.* (1949), SLOSS (1963), MITCHUM (1977), MITCHUM *et al.* (1977), VAIL *et al.* (1977), VAIL (1987), HUBBARD (1988), JERVEY (1988), POSAMENTIER *et al.* (1988), POSAMENTIER & VAIL (1988), VAN WAGONER *et al.* (1988) VAN WAGONER *et al.* (1990) y SHANLEY & McCABE (1994).

Siguiendo particularmente los conceptos de HUBBARD (1988), VAN WAGONER *et al.* (1990) y SHANLEY & McCABE (1994), se reconocen en la sección estudiada 4 secuencias estratigráficas que están separadas por discordancias (y superficies correlativas) que reflejan importantes cambios del nivel relativo del mar durante el depósito. Estas comienzan con depósitos proximales (más someros), de grano relativamente grueso, que abruptamente suprayacen depósitos distales (más profundos) de grano relativamente más fino. Las secuencias incluyen a las siguientes unidades: SK5 segmento más superior de la Formación Une y Formación Chipaque, SK6 Formaciones Arenitas de San Antonio y Lodolitas de Aguacaliente, SK7 Formación Arenitas de San Luis de Gaceno y parte inferior de la Formación Guaduas, ST2 Formaciones Socha Inferior y Socha Superior. La letra "S" se usa por Secuencia y las letras "K" y "T" por Cretácico y Terciario respectivamente.

Aunque las unidades del Cretácico temprano no se tratan aquí, se proponen 4 secuencias más que se discutirán en una contribución posterior. En la Secuencia SK1 se incluyen las Formaciones Brechas de Buenavista, Calizas del Guavio y Lutitas de Macanal; en la Secuencia SK2 las Formaciones Arenita de las Juntas y Fómeque; en la Secuencia SK3 la parte inferior de la Formación Une y en la Secuencia SK4 la parte superior de la Formación Une. Por otro lado, aunque no aflora en esta área lo correspondiente al Terciario más temprano, se incluye la parte superior de la Formación Guaduas en la Secuencia ST1.

Las secuencias mencionadas tienen duraciones de 8-12 Ma y se consideran ciclos de segundo orden, de acuerdo con VAIL *et al.* (1977) y HAQ *et al.* (1987, 1988). Aunque algunos de estos ciclos corresponden con cambios globales del nivel del mar, otros corresponden claramente con eventos tectónicos locales. Se cree que durante el Cretácico y Terciario la sedimentación se enmarcó en fenómenos tectónicos extensionales en cuencas de retroarco ("back-arc basins") o fenómenos compresionales con levantamiento de cordilleras y subsidencia asociada en cuencas de frente montañoso ("foreland basins").

Algunos de los cambios del nivel del mar propuestos por numerosos autores (entre ellos HAQ *et al.* 1987) podrían estar superimpuestos por los cambios locales de subsidencia tectónica y velocidad de aporte de sedimentos. Creemos que en algunas de las secuencias la situación se ajusta a lo propuesto por HUBBARD (1988), quien demostró que las edades de los límites de secuencia de tres sucesiones sedimentarias en márgenes continentales (Grand Banks, Beaufort Sea y Santos Basin) no coincidían; por tanto, la arquitectura secuencial de cada cuenca respondía a una diferente historia de subsidencia y velocidad de aporte de sedimentos, que de ninguna manera se podía correlacionar globalmente.

En cuanto a los límites y conceptos de parasecuencia, juego de parasecuencias y secuencia, seguimos a MITCHUM *et al.* (1977) y VAN WAGONER *et al.* (1988, 1990). Según VAN WAGONER *et al.* (1990), los límites de parasecuencias son superficies de inundación marina (que separan sucesiones gradualmente somerizantes) y no deben confundirse con los límites de secuencia que son discordancias o sus correlativas paraconcordancias; por tanto, las parasecuencias no constituyen secuencias de cuarto y quinto orden. En este mismo sentido, no seguimos a GALLOWAY (1989), quien prefiere separar las secuencias ("genetic stratigraphic sequences") por superficies de inundación; con esto, las secuencias de GALLOWAY incluirían discordancias en vez de estar separadas por ellas. VAN WAGONER *et al.* (1990: p. 4) presentan una excelente discusión que concluye, con múltiples razones, que para análisis estratigráficos regionales los límites de secuencia coincidentes con discordancias son más adecuados que los límites en superficies transgresivas o en superficies de máxima inundación.

En los límites de secuencia en Colombia no se observa incisión y relleno de valles fluviales en la plataforma, ni depósitos de profundidades oceánicas suprayacidos abruptamente por depósitos de abanicos submarinos. Por esta razón, se estima que la mayoría corresponden a límites Tipo I en cuencas interiores con bordes en rampa,

en las cuales no existía una fisiografía definida de plataforma, talud continental y profundidades oceánicas con un cambio abrupto de pendiente en el talud continental. Las cuencas con bordes de rampa (VAN WAGONER *et al.* 1990) tienen inclinaciones uniformes de menos de 1° (usualmente menores de 0.5°), sin cambios abruptos de profundidad (por no tener talud); allí se depositan deltas y otras arenitas costeras en el sistema de bajo nivel (LST), siendo poco probable el depósito de abanicos de profundidades oceánicas y abanicos de talud.

En la mayoría de los límites de secuencia del Cretácico y Terciario en Colombia, sobre todo en los del Cretácico, se observa un desplazamiento abrupto de las facies hacia la cuenca, sin hiatos evidentes ni superficies erosivas marcadas. En el sistema de bajo nivel se encuentran usualmente depósitos litorales descansando abruptamente sobre depósitos de mayor profundidad que se formaron por debajo de la línea de acción del oleaje diario normal.

A pesar que los límites de las secuencias aquí descritas se sitúan en discordancias o superficies correlativas resultantes de caídas abruptas del nivel del mar, es importante resaltar que la primera superficie transgresiva y la superficie de máxima inundación son muy evidentes en algunas de las secuencias. Por lo tanto, la certeza en la identificación de estas últimas es esencial en la identificación de límites de secuencia, aunque no coincidan con ellos. Al parecer, los eventos de ascenso y descenso relativo del mar, tienen magnitudes muy diferentes de una a otra secuencia. En algunos casos se observa que el descenso del nivel del mar es muy abrupto, mientras que en otros el proceso de ascenso del nivel del mar es aparentemente de mayor magnitud. Así, dependiendo de la intensidad y velocidad del fenómeno, se observa más fácilmente una de las dos situaciones en el registro sedimentológico. Teniendo en cuenta todo esto, se resalta como esencial la correcta identificación de los ambientes de depósito, ya que ésta es la única forma de saber si el nivel relativo del mar ha cambiado o no. En los casos en los que la identificación de ambientes sea incorrecta (confundir depósitos de ríos trenzados con depósitos de frente de playa o depósitos de laguna costera con depósitos de plataforma), se sitúan los límites y la primera superficie transgresiva donde no corresponde.

A continuación, se discute cada una de las secuencias identificadas en el transcurso de este trabajo.

6.1. SECUENCIA SK5

La Secuencia SK5 tiene una duración aproximada de 9 Ma (Cenomaniano tardío, Turoniano, Coniaciano y

SECUENCIA	EDAD	UNIDAD		UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA				
		ALOESTRATIGRAFICA		CORDILLERA ORIENTAL AREA DE BOGOTA	PIEDEMONTE LLANERO	CORDILLERA ORIENTAL AREA DE BOYACA	CATATUMBO	VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA
ST2	YPRESIANO	ALOGRUPPO SOCHA	ALOFM. SOCHA SUPERIOR	FM. BOGOTA	FM. SOCHA SUPERIOR	FM. SOCHA SUPERIOR	FM. LOS CUERVOS	UNIDAD ARENITICA LODOLITICA (GR. GUALANDAY MEDIO)
	THANETIANO		ALOFM. SOCHA INFERIOR	FM. CACHO	FM. SOCHA INFERIOR	FM. SOCHA INFERIOR	FM. BARCO	CONGLOMERADO INFERIOR (GR. GUALANDAY INFERIOR)
H I A T O								
SK7	MAASTRICHTIANO TARDIO			PARTE INFERIOR FM. GUADUAS	PARTE INFERIOR FM. GUADUAS	PARTE INFERIOR FM. GUADUAS	FM. CATATUMBO	FM. SECA
	MAASTRICHIANO TEMPRANO	ALOGRUPPO GUADALUPE	ALOFM. GUADALUPE SUPERIOR	FM. LABOR-TIERNA	FM. ARENITAS DE SAN LUIS DE GACENO	FM. LABOR-TIERNA	FM. MITO JUAN	FM. LA TABLA
SK6	CAMPANIANO TARDIO		ALOFM. GUADALUPE MEDIO	FM. PLAENERS	FM. LODOLITAS DE AGUACAJENTE	FM. LOS PINOS	FM. COLON	NIVEL DE LUTITAS Y ARENAS LIDITA SUPERIOR (OLINI SUPERIOR)
	CAMPANIANO TEMPRANO	ALOFM. GUADALUPE INFERIOR	FM. ARENISCA DURA	FM. ARENITAS DE SAN ANTONIO	FM. ARENISCA DURA	NIVEL DE LUTITAS (OLINI MEDIO)		
SK5	SANTONIANO							LIDITA INFERIOR (OLINI INFERIOR)
	CONIACIANO			FM. CHIPAQUE	FM. CHIPAQUE	FM. CHIPAQUE	FM. LA LUNA	FM. LOMA GORDA
	TURONIANO							PARTE SUPERIOR FM. HONDITA
	CENOMANIANO TARDIO			PARTE MAS SUPERIOR FM. UNE	PARTE MAS SUPERIOR FM. UNE	PARTE MAS SUPERIOR FM. UNE		

Fig. 9. Estratigrafía secuencial y correlación geocronológica, aloestratigráfica y litoestratigráfica.

Santoniano), incluyendo los 143.5 m superiores de la Formación Une y toda la Formación Chipaque.

Aunque no se discute en detalle la Formación Une, ésta tiene un espesor total de 1390 m, estando los 143.5 m superiores dominados por arenitas y conglomerados de gránulos (Figs 2d, 3). Este segmento superior está constituido por capas granodecrescentes con una conspicua estratificación cruzada bipolar tipo espina de pescado y contenido fósil indicativos de ambientes costeros, donde predominan los depósitos de canales de marea. En la base de estos depósitos de canales litorales se sitúa el límite inferior de la Secuencia SK5, correspondiendo los sedimentos arenosos con un sistema de bajo nivel (LST). La edad de este límite de secuencia se cree Cenomaniano tardío, porque en unas arenitas finas y lodolitas que se encuentran 200 m por debajo del mismo, todavía en la parte superior de la Formación Une, desaparecen los palinomorfos indicativos del Cenomaniano temprano.

La primera superficie mayor de inundación en la base del sistema transgresivo (TST) de la secuencia, coincide con la base de la Formación Chipaque, que a su vez parece ser del Turoniano más temprano, ya que inmediatamente por encima de ésta superficie se encuentra polen de angiospermas que se creen indicativas del Turoniano. Como resultado de esta inundación marina, se establece un ambiente de bahías someras y estuarios (Segmentos A y B), que sucesivamente da paso a ambientes marinos más profundos hasta alcanzar lodolitas de costa afuera cerca al nivel inferior de acción de tormentas.

Se cree que la superficie de máxima inundación de la secuencia se sitúa en el Coniaciano más tardío dentro del segmento I, que incluye limolitas y lodolitas estratificadas en láminas muy delgadas, con un abundante contenido de dinoflagelados. A partir del segmento J, aparecen palinomorfos del Santoniano y cada vez más intercalaciones de arenita en una sucesión donde predomina la lodolita negra. Los ambientes de depositación marina se somerizan en forma progresiva durante el Santoniano, constituyendo así el sistema de alto nivel (HST) de la secuencia.

Es muy importante aclarar aquí que dentro de la Secuencia SK5 se pueden documentar otras secuencias de menor duración (tercer orden), que serán discutidas en una contribución posterior. Por ejemplo, es posible que las lodolitas del segmento C representen un sistema transgresivo y de alto nivel de edad cercana al límite Turoniano/Coniaciano, mientras que la parte inferior del segmento D podría corresponder con el sistema de bajo nivel de la siguiente secuencia.

Los sistemas transgresivo y de alto nivel de la Secuencia SK5 en el Valle Superior del Magdalena incluyen la parte más superior de la Formación Hondita, toda la Formación Lomagorda y la parte inferior del Grupo Olini (Lidita Inferior); en Venezuela, incluyen casi toda la Formación La Luna, excepto por su parte más inferior (ver Fig. 9). La superficie de máxima inundación de la secuencia, de edad Coniaciano tardío, se situaría en el Valle Superior del Magdalena en la parte más superior de la Formación Lomagorda, mientras que la Lidita Inferior de edad Santoniano, correspondería con un sistema progradacional de alto nivel.

6.2. SECUENCIA SK6

La Secuencia SK6 tiene una duración máxima de 9 Ma, incluyendo gran parte del Campaniano temprano y el Campaniano tardío. Está constituida por las Formaciones Arenitas de San Antonio (Guadalupe Inferior) y Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio). Las arenitas de la base del Grupo Guadalupe se creen indicativas de una somerización abrupta, ya que sobre los depósitos profundos de costa afuera de la Formación Chipaque se depositan arenas de frente de playa inferior. La Formación Arenitas de San Antonio incluye juegos de parasecuencias en patrones progradacionales de ambientes progresivamente más someros, hasta encontrarse arenitas muy gruesas y conglomerados granulares de frente de playa superior. Se estima que una parte de las lodolitas de la infrayacente Formación Chipaque pudo haber desaparecido por erosión al bajar el nivel del mar en algún momento cercano al límite Santoniano/Campaniano.

La base de la Formación Lodolitas de Aguacaliente corresponde con la primera superficie mayor de inundación marina o superficie transgresiva, en la base del sistema transgresivo de la Secuencia SK6. La profundización aquí es muy rápida, pasando de las arenitas de frente de playa superior de la infrayacente unidad, a lodolitas depositadas muy cerca del nivel más profundo de acción de tormentas y limolitas silíceas muy finas o micritas fosfáticas depositadas por debajo de este nivel. Se cree que la superficie de máxima inundación de la secuencia se encuentra hacia el tope del segmento B y que a partir del segmento C, aunque la sedimentación ocurre en ambientes muy cercanos al límite inferior del nivel de acción de tormentas, éstos se van somerizando gradualmente, constituyendo así el sistema de alto nivel (segmentos C, D, E) de la Secuencia SK6.

Infelizmente, las edades Campaniano y Maastrichtiano tienen una duración relativamente larga (9 Ma cada una), junto con una relativamente pobre resolución bioestratigráfica. Aunque las edades conocidas del Guadalupe Inferior y Medio indican respectivamente

Campaniano temprano y Campaniano tardío, es posible que en los límites de las secuencias SK6 y SK7, se haya perdido por erosión lo correspondiente a la parte más antigua del Campaniano temprano y a la parte más joven del Campaniano tardío.

6.3. SECUENCIA SK7

La Secuencia SK7 tiene una duración máxima de 9 Ma, incluyendo parte del Maastrichtiano temprano y parte del Maastrichtiano tardío. Está constituida por la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior) y por la parte inferior de la Formación Guaduas.

Las arenitas limpias de grano medio y grueso de la parte inferior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno, se creen depositadas en un frente de playa, como resultado de un descenso rápido del nivel del mar durante el Maastrichtiano temprano, porque suprayacen en forma abrupta las lodolitas de costa afuera de la Formación Lodolitas de Aguacaliente. A partir del segmento C se observan cuarzoarenitas limpias con tamaños de grano que alcanzan arenita muy gruesa y conglomerado de gránulos, indicando ambientes de frente de playa superior sometidos a la permanente acción del oleaje. Hacia el tope de la formación, se observan características que sugieren planicies costeras y que incluyen muestras compuestas totalmente por polen y esporas, con presencia de esporas de hongos y total ausencia de dinoflagelados, así como abruptas variaciones de tamaño de grano, lodolitas de charcos costeros y arenitas de cuarzo con estratificación cruzada en direcciones opuestas, que sugieren canales de marea. Toda la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno corresponde con el sistema de bajo nivel de la secuencia, estando compuesta por un patrón claramente progradacional que alcanzó ambientes terrestres en llanuras costeras.

La primera superficie mayor de inundación en la base del sistema transgresivo de la secuencia, se coloca en la base de la Formación Guaduas, que aquí se interpreta como depositada en bahías someras, lagunas y pantanos costeros de un ambiente estuarino. Se cree que la situación es similar a la del contacto entre las Formaciones Une y Chipaque, donde también se establecen ambientes estuarinos como resultado de un incremento súbito del nivel del mar sobre planicies costeras. La diferencia es que la transgresión que ocurrió durante el depósito de la Formación Chipaque fue mayor y alcanzó ambientes marinos de costa afuera. En cambio, en la Formación Guaduas el ascenso fué menor y prevalecieron los depósitos estuarinos.

Es muy interesante que en la base de la Formación

Guaduas, en la sección de Sutatausa, SARMIENTO (1992b) reporta un abundante contenido de foraminíferos y ostrácodos. De acuerdo con MARTÍNEZ (comunicación escrita en SARMIENTO, 1992b), se encuentra una gran variedad de foraminíferos bentónicos y adicionalmente, tres géneros planctónicos que indican condiciones marinas someras de salinidad normal y una edad de Maastrichtiano tardío. Aunque SARMIENTO (1992a, b) interpreta los 60 m de arcillolita y lodolita oscura de la base de la Formación Guaduas como depósitos de laguna costera (lagoon), se plantea aquí que una interpretación de bahías someras estaría más de acuerdo con las características sedimentológicas y el contenido de microfósiles reportado.

Posteriormente, SARMIENTO (1994) postuló dividir la Formación Guaduas en 4 secuencias genéticas separadas por superficies de inundación, indicando que en la base de la formación se encuentra la primera de ellas y sugiriendo depósitos inframareales. La presencia de las superficies de inundación adicionales a la encontrada en la base de la Formación Guaduas, se interpretan aquí como el inicio de sistemas transgresivos o como superficies de máxima inundación, que deberán ser estudiados con más detalle para dividir la Formación Guaduas en secuencias limitadas por discordancias o sus superficies correlativas.

Se postula que el sistema transgresivo y la superficie de máxima inundación de la Secuencia SK7 se encontrarían en los 34 m inferiores de la Formación Guaduas en el área de Sutatausa, donde están presentes los foraminíferos y ostrácodos mencionados y un poco más arriba restos de bivalvos, dientes de peces, espinas de equínidos, pellets fosfáticos y fragmentos vegetales. A partir de aquí, se encuentra el sistema de alto nivel de la secuencia, donde se observa una progresiva somerización de ambientes y la aparición de las primeras capas de carbón que indican ambientes de pantanos costeros de un sistema estuarino.

En el Piedemonte Llanero no se puede definir el sistema de alto nivel de la secuencia. Aquí se encuentran solamente los 59 m inferiores de la Formación Guaduas, debido a que antes de iniciarse el depósito de la Formación Socha Inferior, el área estuvo sujeta a erosión. Hacia el W se encuentran mayores espesores y se puede identificar mejor el sistema de alto nivel de la Secuencia SK7, con depósitos cada vez más continentales, hasta que otra caída abrupta del nivel del mar hace que definitivamente se establezcan ambientes continentales con llanuras fluviales en donde las lodolitas rojas de la Formación Guaduas indican procesos de formación de suelos en los interfluvios de ríos meandriformes.

Aunque no se discuten aquí estas capas rojas por no

estar presentes en el área, se deja planteado que la parte superior de la Formación Guaduas, desde el nivel donde se inicia la depositación de un sistema fluvial de canales meandriformes, corresponde con la Secuencia ST1. El límite de la secuencia ST1 se cree presente en la región de Sutatausa, en la base del Segmento 5 de SARMIENTO (1992a), cerca al límite Cretácico - Terciario.

6.4. SECUENCIA ST2

La Secuencia ST2 tiene una duración máxima de 10.5 Ma, incluyendo parte del Paleoceno tardío (Thanetiano) y parte del Eoceno temprano (Ypresiano). Está compuesta por las Formaciones Socha Inferior y Socha Superior.

La base de la Secuencia ST2 coincide con una importante discordancia de origen tectónico local (en la proto-Cordillera Central) que se cree de edad Paleoceno tardío. El depósito de la Formación Socha Inferior y otras unidades que tienen la misma posición estratigráfica (Barco, Cacho, Gualanday Inferior y parte inferior de la Formación Hoyón) se inició después de un período de erosión que pudo durar varios millones de años, o que por lo menos tuvo la intensidad suficiente para eliminar una buena parte del registro sedimentológico infrayacente. Estas unidades de granulometría relativamente gruesa, representan ambientes deposicionales adyacentes y constituyen el sistema de bajo nivel (LST) de la Secuencia ST2. Se considera que las arenitas de cuarzo de la Formación Socha Inferior, provienen de la erosión hacia el W de unidades sedimentarias preexistentes del Cretácico.

La primera superficie de inundación de la base del sistema transgresivo (TST) se sitúa en la base de la Formación Socha Superior, donde abruptamente se inicia la depositación de ambientes estuarinos y de llanura costera. Los 8 m de shales negros con abundantes restos de hojas completas, se interpretan como depósitos de laguna costera, mientras que los 5 m de lodolitas grises con moteado rojizo y esferulitas de siderita que suprayacen, se consideran como depósitos de llanura costera o de inundación fluvial sujetos a procesos de formación de suelos.

6.5. UNIDADES ALOESTRATIGRAFICAS

6.5.1. ALOGRUPO GUADALUPE. Teniendo en cuenta que los estratos predominantemente areníticos y limolíticos del Grupo Guadalupe pueden reconocerse en grandes extensiones de la Cordillera Oriental y del Piedemonte Llanero y que además su base y tope coinciden con discontinuidades de carácter regional, se considera de utilidad el incluir dichos estratos en el Alogrupo Guadalupe (Fig. 9). Así mismo, se considera útil el dividir dicha unidad

en tres Aloformaciones denominadas Guadalupe Inferior, Guadalupe Medio y Guadalupe Superior. La localidad tipo del Alogrupo Guadalupe y de las Aloformaciones que lo componen, se sitúa en la misma localidad tipo del Grupo Guadalupe en el área de Bogotá, mientras que la Quebrada San Antonio en proximidades de la población de San Luis de Gaceno se propone como localidad de referencia.

De tal forma, la estratigrafía de las unidades arenosas del Campaniano y Maastrichtiano temprano adquieren un enorme potencial de correlación regional, pudiendo incluso observarse sus equivalentes en el Valle del Magdalena y en el área del Cocuy. Cada una de las aloformaciones del Alogrupo Guadalupe, tiene diferentes litologías de una a otra localidad y por lo tanto corresponde con diferentes unidades litoestratigráficas, que representan ambientes deposicionales coetáneos.

El límite inferior del Alogrupo Guadalupe coincide con el límite inferior de la secuencia SK6 en la superficie discordante y sus superficies correlativas del Campaniano temprano, mientras que su límite superior coincide con la primera superficie de inundación en la base del sistema transgresivo de la Secuencia SK7, de edad cercana al límite superior del Maastrichtiano temprano.

La base de la Aloformación Guadalupe Inferior coincide con la base del alogrupo, mientras que su tope coincide con la primera superficie transgresiva del sistema transgresivo de la Secuencia SK6. La Aloformación Guadalupe Inferior incluye entonces todo el sistema de bajo nivel (LST) de la Secuencia SK6, de edad Campaniano temprano, coincidiendo así con la Formación Arenisca Dura en el área de Bogotá, la Formación Arenitas de San Antonio en el Piedemonte Llanero, los estratos arenosos-lodolíticos (Olini Medio) que suprayacen la Formación Lidita Inferior del Valle Superior del Magdalena y los estratos arenosos-limolíticos que suprayacen la Formación Chipaque e infrayacen la unidad los Pinos en el área del Cocuy - Boyacá.

El límite inferior de la Aloformación Guadalupe Medio coincide con la primera superficie transgresiva de la Secuencia SK6, mientras que su tope coincide con lo más alto del sistema de alto nivel de la misma, incluyendo entonces los sistemas transgresivo y de alto nivel de ésta. Entre estas dos discontinuidades que encierran sedimentos predominantemente lodolíticos de edad Campaniano tardío, se incluyen la Formación Plaeners en el área de Bogotá, la Formación Lodolitas de Aguacaliente en el Piedemonte Llanero, la Formación Lidita Superior del Grupo Olini más el nivel de lodolitas que infrayace a la Formación La Tabla en el Valle Superior del Magdalena y finalmente, la unidad

Los Pinos en el área del Cocuy - Boyacá.

El límite inferior de la Aloformación Guadalupe Superior coincide con la superficie discordante y superficies correlativas que constituyen la base de la Secuencia SK7, mientras que su tope coincide con la primera superficie transgresiva de la secuencia, en el tope del alogrupo. La Aloformación Guadalupe Superior incluye entonces el sistema de bajo nivel de la Secuencia SK7, de edad Maastrichtiano temprano y de carácter predominantemente arenítico. Esto comprende la Formación Labor-Tierra en las áreas de Bogotá y Cocuy-Boyacá, la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno en el área del Piedemonte Llanero y la Formación La Tabla en el Valle Superior del Magdalena.

Se espera que el poder identificar tres unidades dentro del Alogrupo Guadalupe en un contexto regional, será de utilidad en establecer correlaciones laterales dentro de sistemas deposicionales coetáneos limitados por discontinuidades regionales. Sin embargo, estas correlaciones deben incluir la positiva identificación de límites de secuencia con un adecuado soporte bioestratigráfico y de análisis de ambientes sedimentarios.

6.5.2. ALOGRUPO SOCHA. Se propone formalmente la unidad aloestratigráfica denominada como Alogrupo Socha, que a su vez comprende las Aloformaciones Socha Inferior y Socha Superior (Fig. 9). Su localidad tipo es la misma de las Formaciones Socha Inferior y Socha Superior en el área de Paz del Río. Las superficies de discontinuidad que delimitan el Alogrupo Socha, coinciden con las dos primeras discordancias regionales del Terciario que son: en su base, la discordancia del Paleoceno tardío y en su tope la discordancia del Eoceno tardío. La edad de la unidad incluye parte del Paleoceno tardío (Thanetiano) y parte del Eoceno temprano (Ypresiano). La Aloformación Socha Inferior corresponde con el sistema de bajo nivel de la Secuencia ST2, mientras que la Aloformación Socha Superior corresponde con los sistemas transgresivo y de alto nivel de la misma Secuencia ST2.

La Aloformación Socha Inferior incluye varias unidades litoestratigráficas de grano predominantemente grueso, que se correlacionan lateralmente y corresponden con sistemas deposicionales coetáneos. Estas unidades son la Formación Socha Inferior en el área de Paz del Río y del Piedemonte Llanero, la Formación Cacho en el área de Bogotá, la Formación Barco en el área del Catatumbo, el segmento conglomerático inferior de la Formación Hoyón en el flanco W de la Cordillera Oriental y el segmento conglomerático inferior del Grupo Gualanday en el Valle Superior del Magdalena.

La Aloformación Socha Superior involucra varias unidades litoestratigráficas de grano predominantemente fino, o al menos significativamente más fino que el de la unidad infrayacente, que se correlacionan lateralmente y corresponden con sistemas deposicionales coetáneos. Se incluye la Formación Socha Superior en el área de Paz del Río y del Piedemonte Llanero, la Formación Bogotá en el área de Bogotá, la Formación Los Cuervos en el área del Catatumbo, el segmento arenítico-lodolítico que suprayace el conglomerado inferior de la Formación Hoyón en el flanco W de la Cordillera Oriental y el segmento arenítico-lodolítico que suprayace el conglomerado inferior del Grupo Gualanday en el Valle Superior del Magdalena.

6.6. CORRELACION DE SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD

Las superficies de discontinuidad que separan sistemas deposicionales coetáneos ("systems tracts"), se correlacionan aquí con otros estudios publicados o en prensa que proponen separar las sucesiones sedimentarias de Colombia en secuencias estratigráficas; principalmente con el esquema propuesto recientemente por la British Petroleum (COOPER *et al.* 1995; CAZIER *et al.* 1995). El trabajo de BP es excelente en cuanto al esfuerzo por establecer correlaciones regionales y utilizar datos nuevos de pozos, secciones sísmicas y columnas estratigráficas del Piedemonte Llanero; sin embargo, creemos que algunas de sus propuestas podrían ser reinterpretadas.

Al parecer, las secuencias estratigráficas propuestas por COOPER *et al.* corresponden más con unidades cronoestratigráficas o aloestratigráficas que con secuencias estratigráficas en el sentido de MITCHUM *et al.* (1977) y VAN WAGONER *et al.* (1990). No es muy claro si los autores se refieren a las secuencias que GALLOWAY (1989) denominó "genetic stratigraphic sequences" y que se separan por superficies de inundación o a las de MITCHUM *et al.* (1977), que se separan por discordancias y sus superficies correlativas. Todo parece indicar que algunos de los límites de sus secuencias corresponden con la primera superficie de inundación transgresiva, mientras que otros coinciden con superficies de máxima inundación y otros con discordancias. Por ejemplo, la parte inferior de la secuencia K60 (Formación Chipaque) coincide con un sistema transgresivo (TST) y se iniciaría en la primera superficie transgresiva, mientras que la parte inferior de la secuencia K70 (Guadalupe Inferior) coincide con un sistema de bajo nivel (LST) y se iniciaría con una discordancia. En el único caso en el que se especifica que los límites de secuencia corresponden con superficies de máxima inundación (COOPER *et al.* 1985, p: 1434) y se sigue a GALLOWAY (1989) es en las cuatro divisiones (T40-T70) de la Formación

Carbonera.

Aún en el caso que la secuencia se divida en unidades aloestratigráficas separadas por discontinuidades diferentes como discordancias o superficies de inundación, las características sedimentológicas deben estar de acuerdo con la proposición de dichos límites. Por ejemplo, Cooper et al. indican que la Formación Une K40 se depositó como resultado de gradual incremento del nivel del mar durante una transgresión regional, sugiriendo un sistema transgresivo de muy larga duración. Sin embargo, la estratigrafía conocida de la Formación Une (Aptiano tardío a Cenomaniano tardío) sugiere que ésta es el resultado de niveles del mar relativamente bajos con respecto a la infrayacente Formación Fômeque y a la suprayacente Formación Chipaque. En este trabajo hemos propuesto adicionalmente, que la Formación Une se puede dividir en dos secuencias de segundo orden que denominamos SK3 y SK4; la base de la Formación Une incluye el sistema de bajo nivel de la secuencia SK3 y corresponde con un abrupto descenso del nivel del mar en lugar de la transgresión propuesta por COOPER et al.

Por otro lado, algunas de las secuencias y correlaciones litológicas propuestas por COOPER et al. tienen una base bioestratigráfica demasiado amplia que introduce imprecisiones. Por ejemplo, la Formación Yaví no puede correlacionarse con unidades del Valanginiano-Barremiano, porque estudios recientes (p. ej. PROSSL & VERGARA (1993); VERGARA et al. 1995) han postulado para dicha unidad una edad cercana al límite Aptiano temprano / Aptiano tardío. Así mismo, con el Grupo Guadalupe se presentan algunas inconsistencias que parecen ser el resultado de rangos de edades muy amplios y de imprecisiones en la correlación litoestratigráfica que surge de dividir en dos las arenitas del Guadalupe Superior. La asignación de Coniaciano - Santoniano temprano sugerida por Cooper et al. para el Guadalupe Inferior K70 o Formación Arenisca Dura, parece muy antigua y no coincide con las edades hasta ahora conocidas y aquí confirmadas de Campaniano temprano. Igualmente, la edad que sugieren de Santoniano - Campaniano temprano para la arenita inferior del Guadalupe Superior K80 o "Formación Labor" es muy antigua, porque la edad hasta ahora conocida y aquí confirmada es Maastrichtiano temprano. Aquí es bueno recordar que recientemente FÓLLMI et al. (1992) presentaron una excelente columna estratigráfica de la parte media y superior del Grupo Guadalupe en el área de Tausa muy cerca a Bogotá. En la unidad predominantemente lodolítica de 270 m de espesor, que infrayace la Formación Labor-Tierna (Aloformación Guadalupe Superior) y que ellos denominaron "Lower Plaeners Member" (Aloformación Guadalupe Medio), reportan varias amonitas que no dejan dudas del

Campaniano tardío. Nosotros revisamos la sección de FÓLLMI et al. (1992) y no tenemos ninguna duda de la posición estratigráfica de estas amonitas del Campaniano tardío en la Aloformación Guadalupe Medio.

En cuanto a la no aparición de la Formación Guaduas en las perforaciones de BP en el Piedemonte Llanero, creemos que ha sido indetectada por tratarse, como ya se discutió antes, de un delgado intervalo lodolítico (máximo 59 m) entre la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior) y la Formación Socha Inferior. Es muy posible que la unidad sí se encuentre en las perforaciones y que una bioestratigrafía más detallada permitirá identificarla. CAZIER et al. (1995: p. 1451 y Fig. 4) reportan como suprayaciendo al "Upper Guadalupe Sandstone K80", 31 m de lodolita que nosotros creemos que corresponden con la Formación Guaduas (ver más adelante en la discusión de implicaciones exploratorias).

La asignación de COOPER et al. (1995) de las arenitas de la Formación Barco del Paleoceno tardío a un sistema estuarino de naturaleza transgresiva, con área fuente al E en el Escudo de Guyana, tampoco está de acuerdo con los resultados aquí presentados. No hemos incluido la unidad en la Formación Barco, porque como se dijo antes, aunque tiene la misma posición estratigráfica, su litología corresponde más con la Formación Socha Inferior. Adicionalmente, el depósito de la unidad es consistentemente continental, de ambientes fluviales de ríos trenzados distales, con una abundantísima cantidad de polen y esporas y con área fuente al W en la proto-Cordillera Central. Debido a la continuidad del ambiente sedimentario a lo largo de la sección de la unidad, se ha preferido incluirla en el sistema de bajo nivel de la Secuencia ST2, mientras que la primera superficie de inundación de la base del sistema transgresivo se coloca en la base de las lodolitas de la Formación Socha Superior (equivalente lateral de la Formación los Cuervos), donde sí se establece un ambiente de estuarios.

Entre los límites de secuencia e interpretaciones en los que los datos aquí presentados están de acuerdo con los de BP, se incluye la transgresión propuesta para la base de la Secuencia K60 de COOPER et al., que aquí se denomina Formación Chipaque y que creemos coincidir con el Turoniano temprano. Por otro lado, la interpretación regresiva de un sistema de bajo nivel para la parte inferior del Grupo Guadalupe (Secuencia K70 de COOPER et al.) es aquí compartida y corresponde con la base de nuestra Secuencia SK6.

Trabajos como el de COOPER et al. (1995) y CAZIER et al. (1995) son muy importantes, porque al encontrar

coincidencia en las edades y cambios faciales de los límites de secuencia y de las superficies mayores de discontinuidad interestratificadas, se podrá establecer un marco geocronológico y litoestratigráfico más confiable. En la medida que los resultados de los estudios puedan ser discutidos y verificados, se encontrarán más coincidencias y se tendrán bases más firmes de exploración.

El otro trabajo con el que encontramos coincidencia es el de SARMIENTO (1994), en el que se propone una superficie mayor de inundación en la base de la Formación Guaduas, resultando en el establecimiento de ambientes estuarinos. Así mismo, estamos de acuerdo con las otras superficies mayores de inundación con las que Sarmiento separa el resto de la Formación Guaduas; sin embargo, creemos que éstas deben ser estudiadas con mayor detalle para establecer si se trata de superficies de máxima inundación en el tope de sistemas transgresivos o de la primera superficie transgresiva en la base de los mismos. De todas maneras, la información bioestratigráfica y litoestratigráfica de SARMIENTO (1992a, 1992b y 1994) es lo suficientemente detallada, para que aquí propongamos que la Secuencia ST1 se inicia muy cerca al límite Cretácico/Terciario, en las capas rojas de la base del segmento 5 del área de Sutatausa.

En cuanto a la estratigrafía secuencial presentada por VERGARA (1994) para el Valle Superior del Magdalena, no podemos establecer correlaciones porque toda la sucesión del Cenomaniano al Maastrichtiano fué incluida por dicho autor en un sistema de alto nivel (HST). No obstante, nosotros utilizamos las edades por él reportadas y la litología conocida para correlacionar con nuestras secuencias SK5, SK6 y SK7. El trabajo de VERGARA (1994) es muy útil en cuanto a la bioestratigrafía presentada porque establece rangos de edad más precisos que los hasta ahora conocidos para la sucesión Cretácica del Valle Superior del Magdalena.

También para el Valle Superior del Magdalena, VILLAMIL (en prensa) presenta un modelo de estratigrafía secuencial, con el que encontramos coincidencia en cuanto a la superficie de inundación del Turoniano temprano. Sin embargo, sus correlaciones del Grupo Guadalupe y del intervalo Campaniano - Maastrichtiano, no corresponden con la bioestratigrafía y litología conocidas. VILLAMIL correlacionó los 200 m del "Guadalupe" del Valle del Magdalena con los 700 m del Grupo Guadalupe del área de Bogotá, sugiriendo que el intervalo fosfático de 1-2 m que se encontró en la base de la sucesión del Valle del Magdalena, podría representar el tiempo de depósito del resto de la sucesión en el área de Bogotá, como resultado de un cambio tectónico mayor que cambió la morfología de la cuenca. Pensamos que la correlación es incorrecta,

porque la Formación La Tabla del Valle del Magdalena es de edad Maastrichtiano temprano y solamente puede ser correlacionada con el Guadalupe Superior de la Cordillera Oriental (Fig. 9). Como ya hemos dicho, el Alogrupo Guadalupe (Secuencia SK6 y LST de la Secuencia SK7) coincide en el Valle del Magdalena con el Nivel de Lutitas (Olini Medio), la Lidita Superior (Olini Superior), el suprayacente Nivel de Lutitas y Arenas y la Formación La Tabla.

MACELLARI (1988) reconoció para el W de América del Sur, varios ciclos deposicionales separados por discordancias, cuyas edades coinciden en general con límites de cambios globales del nivel del mar. Aquí estamos de acuerdo con algunos de ellos, como la discordancia propuesta para la base de la Formación Labor-Tierna; no obstante, la edad propuesta por MACELLARI (1988: fig. 9, ciclo 5) como cercana al límite Campaniano temprano / Campaniano tardío, aunque coincide con un abrupto descenso global del nivel del mar, no corresponde con la edad del Guadalupe Superior, que en realidad es Maastrichtiano temprano. Al mismo tiempo, la discordancia de edad cercana al límite Santoniano/Campaniano en la base de la Formación Arenisca Dura (base de nuestra Secuencia SK6) pasó sin ser detectada por Macellari, debido a que él situó la base de la unidad en el límite Coniaciano/Santoniano, dentro de su ciclo 4. En cuanto a la discordancia propuesta por Macellari para separar las lodolitas de la Formación Chipaque de las arenitas de la infrayacente Formación Une, tampoco podemos estar de acuerdo, porque aunque el límite de nuestra Secuencia SK5 (Fig. 9) se cree de edad Cenomaniano tardío, éste se encuentra dentro de la parte superior de la Formación Une.

El trabajo de FÖLLMI *et al.* (1992), referente a ciclos fosfáticos del Cretácico tardío en Colombia, presenta evidencia muy precisa y datos bioestratigráficos provenientes de amonitas, que son sin duda un gran aporte. En el trabajo de FÖLLMI *et al.*, se presenta una detallada columna estratigráfica de la Formación Plaeners y de la Formación Labor-Tierna en el área de Tausa cerca a Bogotá, que aquí hemos incluido en las Aloformaciones Guadalupe Medio y Guadalupe Superior respectivamente. FÖLLMI *et al.* identificaron parasecuencias con descripciones muy detalladas, que usan para inferir varios sistemas transgresivos (TST) y de alto nivel (HST). Nosotros estamos de acuerdo en cuanto a las parasecuencias, pero diferimos en cuanto a incluir la sección de granulometría gruesa de la Formación Labor-Tierna en varios sistemas transgresivos y de alto nivel; nuestra interpretación indica que la Aloformación Guadalupe Superior coincide con una caída abrupta del nivel del mar y constituye el sistema progradacional de bajo nivel (LST) de la secuencia SK7. Es

interesante que FÖLLMI *et al.* (1992) no incluyeron ninguno de los segmentos de la sección de Tausa en un sistema de bajo nivel.

Finalmente, en cuanto a la correlación con la curva de secuencias de HAO *et al.* (1987, 1988), creemos que el grado de resolución de la bioestratigrafía disponible no permite descartar la posibilidad de que nuestras secuencias coincidan con cambios globales del nivel del mar. Aunque algunas de éstas pudieron ser influenciadas por fenómenos tectónicos locales, parece que las edades de una buena parte de las superficies de discontinuidad aquí documentadas, coinciden con fenómenos globales. En la medida que se disponga de geocronología más detallada, se podrá contradecir o confirmar nuestra hipótesis. Por ahora, pareciera existir coincidencia global, o al menos Atlántica, con secuencias de segundo orden.

La secuencia SK5 que se inicia en el Cenomaniano tardío con un sistema de bajo nivel, seguido por un sistema transgresivo del Turoniano temprano, parece coincidir con el inicio de la máxima transgresión marina del Cretácico en la parte superior de la Secuencia UZA-2 (2.4 - 2.5) de HAO *et al.* (1987, 1988). Como ya se dijo antes, la secuencia SK5 es de segundo orden e incluiría hacia la parte superior un sistema de alto nivel del Coniaciano y el Santoniano, que se correlaciona con la parte inferior de la Secuencia UZA-3 (3.2 - 3.3) de HAO *et al.* Aunque se necesita mayor calibración de las edades, el segmento D arenítico de la Formación Chipaque podría coincidir con un sistema global de bajo nivel del Turoniano más tardío (UZA-3, 3.1 de HAO *et al.*), porque en la parte más alta del segmento C, que incluye sedimentos marinos de relativa mayor profundidad, aparecen por primera vez dinoflagelados que indican edad Turoniano tardío. Estas secuencias de tercer orden dentro de la secuencia SK5 serán discutidas con más detalle en una contribución posterior.

Los niveles del mar son de nuevo bajos durante el Campaniano temprano, y creemos que la Secuencia de segundo orden SK6 se inicia muy cerca al límite Santoniano/Campaniano y termina muy cerca al límite Campaniano/Maastrichtiano, coincidiendo con la parte superior de la Secuencia UZA-3 (3.4 - 3.5) y la parte inferior de la Secuencia UZA-4 (4.1 - 4.2 - 4.3) de HAO *et al.* El Guadalupe Inferior que tiene edad Campaniano temprano, constituye el sistema de bajo nivel de la Secuencia SK6, Mientras que el Guadalupe Medio que tiene edad Campaniano tardío, constituye los sistemas transgresivo y de alto nivel de la Secuencia SK6. Después de la máxima transgresión marina del Cretácico que comienza en el Turoniano y disminuye hacia el Santoniano, se encuentra que niveles del mar relativamente altos solamente vuelven a evidenciarse en el

Campaniano tardío, coincidiendo con los sistemas transgresivo y de alto nivel de la Secuencia SK6.

Al mirar con más detalle esta secuencia de segundo orden del Campaniano, se encuentra que también podría dividirse en secuencias de tercer orden. Es posible que la parte más superior del Guadalupe Inferior (segmento G) corresponda con un sistema de bajo nivel de edad Campaniano temprano más alto, coincidiendo con la base de la Secuencia UZA-4 (4.1) de HAO *et al.*

La secuencia de segundo orden SK7 que se inicia cerca al límite Campaniano/Maastrichtiano e incluye gran parte del Maastrichtiano, parece coincidir con la parte superior de la Secuencia UZA-4 (4.4 - 4.5) de HAO *et al.* El sistema de bajo nivel de la secuencia coincide con el Guadalupe Superior, mientras que el sistema transgresivo y de alto nivel coinciden con la parte inferior de la Formación Guaduas, concluyendo con el Segmento 4 de SARMIENTO (1992a), que incluye los mayores espesores de carbón. Creemos que el límite de la suprayacente Secuencia ST1 correspondería con la base del segmento 5 de SARMIENTO (1992a) en la Formación Guaduas, incluyendo este segmento capas rojas de un sistema de bajo nivel de edad cercana al límite Cretácico/Terciario.

En cuanto a la Secuencia ST2, creemos que posiblemente no tenga equivalente global, debido a que hay evidencia indicativa de un marcado control tectónico local, asociado al levantamiento de la proto-Cordillera Central. En las secuencias SK5, SK6 y SK7 no hay evidencia de eventos tectónicos mayores y creemos que la subsidencia tectónica (probablemente subsidencia termal post-rifting) durante todo este tiempo, fue aproximadamente constante. En cambio, la Formación Socha Inferior y unidades equivalentes, no solo se depositan sobre una superficie peneplanizada después de erosionar diferencialmente la infrayacente Formación Guaduas, sino que incluyen fragmentos sedimentarios de rocas Cretácicas preexistentes, indicando levantamiento de la cobertera sedimentaria hacia el W. Además, se observan desde depósitos proximales al área fuente como la Formación Hoyón y distales como las Formaciones Cacho, Socha Inferior y Barco. Ninguna de las secuencias del Cretácico está separada por hiatos y eventos tectónicos erosivos, como los que se creen involucrados en la Secuencia ST2.

Al contrario de lo propuesto por COOPER *et al.* (1985) en el sentido de que la depositación marina terminó en el Maastrichtiano temprano, como resultado de la acreción final de la Cordillera Occidental, nosotros creemos que la sedimentación no refleja influencia tectónica abrupta sino hasta el Paleoceno tardío, debido a un pulso de

levantamiento de la proto- Cordillera Central. Se plantea que en ese momento la principal fuente de aporte estuvo constituida por rocas sedimentarias que se habían depositado sobre la actual Cordillera Central, porque los fragmentos de chert y de limolita silíceas se correlacionan con los actualmente aflorantes en el borde E de la Cordillera Central y porque no existe ninguna evidencia del levantamiento de la Cordillera Oriental. El levantamiento de esta última sólo comenzó en el Mioceno medio (VAN DER WIEL 1991; GUERRERO 1993, 1995; FLYNN *et al.* 1995; HOORN *et al.* 1995).

7. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La estructura del área es relativamente simple y en las secciones medidas se encontraron muy pocas fallas que dificultaran las observaciones. El área de estudio se localiza en una franja de dirección NE que está limitada por la Falla de Lengupá al NW y por la Falla de Tesalia hacia el SE. Estas son fallas inversas de alto ángulo (70-80°) con inclinaciones hacia el NW.

La mayoría de las fallas encontradas dentro de ésta franja son de rumbo, casi verticales, con desplazamientos laterales de unos pocos metros y direcciones perpendiculares a las dos fallas inversas mencionadas. Las pocas fallas inversas que se encontraron son subparalelas a las de Lengupá y Tesalia y tienen desplazamientos muy cortos. Ninguna de éstas se pudo seguir por una distancia lateral muy larga y no fueron cartografiadas porque en las fotografías aéreas con escala aproximada 1:25.000 tampoco se observaron.

Los pliegues están casi ausentes dentro del bloque y los estratos lodolíticos que en otras áreas se encuentran intensamente plegados, aquí se encuentran en sucesión continua. Por efecto de las Fallas de Lengupá y Tesalia, las capas están verticales a invertidas; hacia la Falla de Tesalia, éstas se encuentran invertidas, con buzamientos de 50-80° hacia el NW y dirección N60°-75°E.

La cartografía de la Falla de Tesalia en el área estudiada (Fig. 1) es diferente a la presentada por Ulloa *et al.* (1975) en que ésta no pone en contacto la Formación Mirador (Formación Arenisca de El Limbo) con la Formación Guayabo (Formación Caja). En el área inmediatamente al N del Río Lengupá donde Ulloa *et al.* (1975) trazan la falla, ésta no existe en el borde del escarpe de la Formación Mirador, sino que el contacto es normal con la Formación Carbonera. La Falla se sitúa en realidad un poco más al W y pone en contacto la Formación Socha Inferior con la Formación Mirador. Esta misma falla hacia el N pone en contacto el Grupo Guadalupe con la Formación Socha

Superior, mientras que al S desplaza a la Formación Socha Superior contra la Formación Carbonera. No se conoce el desplazamiento vertical de la falla, porque al ser casi paralelo a los estratos, no puede determinarse con base en los espesores de las unidades.

8. IMPLICACIONES EN EXPLORACION PETROLERA

Las arenitas de cuarzo de la Formación Socha Inferior son en general muy limpias y friables, conteniendo cantidades bajas de lodo en la matriz, debido al ambiente de depósito. Los depósitos de ambientes fluviales de ríos trenzados están generalmente compuestos por una carga de arrastre (bedload) controlada por corrientes de alta energía. La fracción fina de lodo y arcilla es generalmente transportada a mayor distancia y empieza a ser un componente importante en los depósitos de carga mixta de los ríos meandriformes. Adicionalmente, los depósitos de grano fino de las llanuras de inundación asociadas a los ambientes de ríos trenzados, son continuamente erosionados por la migración rápida de los canales. El resultado es que los únicos vestigios de los depósitos de llanura de inundación están en los intraclastos de lodolita y en las intercalaciones esporádicas de sedimentos de grano fino de llanura de inundación, que eventualmente se preservan.

Los depósitos de grano grueso de los sistemas de ríos trenzados tienen entonces la doble ventaja de incluir cuerpos arenosos interconectados y bajas cantidades de matriz lodosa. Creemos que debido a estas características sedimentológicas, además de no exhibir procesos diagenéticos intensos con significativa generación o recristalización de minerales cementantes, los depósitos de bajo nivel (LST) de la Secuencia ST2 constituyen un excelente reservorio de hidrocarburos.

Adicionalmente a las arenitas de la Formación Socha Inferior (Paleoceno tardío) y de los equivalentes de la Formación Mirador (Eoceno tardío) que aquí no discutimos, se encuentran dos unidades más de arenitas de cuarzo que revisten interés. La Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior, Maastrichtiano temprano) y La Formación Arenitas de San Antonio (Guadalupe Inferior, Campaniano temprano) están compuestas por una granulometría relativamente gruesa que alcanza cuarzoarenitas de grano grueso y muy grueso y conglomerados de gránulos, que también son friables y al parecer tienen porosidades significativas. El potencial petrolífero de las unidades del Cretácico tardío se discute a continuación, descendiendo estratigráficamente y comenzando por la unidad más alta.

La Aloformación Guadalupe Superior, aquí denominada Formación Arenitas de San Luis de Gaceno con 149 m de espesor, es especialmente interesante por el predominio de arenitas de cuarzo de grano muy grueso y conglomerático de ambientes de frente de playa y llanura costera, donde la continua acción del oleaje y eventualmente del viento, elimina una buena proporción de lodolita. En general, las arenitas de grano muy grueso son friables, con poco lodo en la matriz y aparentemente muy porosas. De tal manera, el sistema de bajo nivel de la Secuencia SK7, se convierte en un interesante objetivo exploratorio. Para CAZIER *et al.* (1995), la arenita de la unidad (K80) tiene un espesor promedio de 122 m y constituye el reservorio más antiguo perforado y conocido de Cusiana. Como ya se mencionó, la edad de la Aloformación Guadalupe Superior es Maastrichtiano temprano y no Campaniano como reportan CAZIER *et al.* (1995) y COOPER *et al.* (1995); los 31 m de lodolita que CAZIER *et al.* (1995) reportan suprayaciendo su unidad K80 e infrayaciendo la Formación Barco, corresponden con la parte inferior de la Formación Guaduas.

No creemos que en el área de exploración de BP las perforaciones hayan alcanzado las Aloformaciones Guadalupe Medio e Inferior que sí son de edad Campaniano, porque esto significaría que el fenómeno erosivo que dio origen a la discordancia del Paleoceno tardío alcanzó a eliminar toda la Formación Guaduas, los 149 m de arenitas de la Aloformación Guadalupe Superior y la mayoría de los 157.5 m de la Aloformación Guadalupe Medio. En cambio, creemos que la sucesión es muy similar a la que aquí presentamos y que los espesores de la parte inferior de la Formación Guaduas (máximo 59 m) y de la Aloformación Guadalupe Superior (149 m) coinciden muy bien con los espesores promedio de 31 y 122 m que BP reporta (CAZIER *et al.* 1995: p. 1451 y Fig. 4). Se plantea que la edad de Campaniano propuesta por BP para la unidad que denominaron K80 "Upper Guadalupe Sandstone" debiera ser reinterpretada; si efectivamente las perforaciones hubieran atravesado el Campaniano temprano de la Aloformación Guadalupe Inferior, el espesor encontrado habría estado más aproximado a 214.8 m, que es el espesor de la Formación Arenitas de San Antonio. En conclusión, creemos que la unidad más antigua perforada en Cusiana corresponde con el Maastrichtiano temprano de la Aloformación Guadalupe Superior.

El problema es sin duda interesante por sus implicaciones geológicas y económicas. Si nuestra suposición es incorrecta y efectivamente las perforaciones de BP alcanzaron las arenitas del Campaniano temprano (Guadalupe Inferior), no hay más objetivos exploratorios sino hasta la parte superior de la Formación Une, después de perforar los 565 m de la Formación Chipaque. Además, habría que aceptar

que en los Llanos al E de la Falla de Guacáramo, estarían ausentes por erosión la Formación Guaduas, la Aloformación Guadalupe Superior y casi toda la Aloformación Guadalupe Medio. Por el contrario, si nuestra suposición es correcta y las perforaciones de BP solamente han alcanzado las arenitas del Maastrichtiano temprano, existe un excelente objetivo exploratorio en las arenitas del Guadalupe Inferior (Campaniano temprano), que está a solo 157.5 m más, perforando la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio, Campaniano tardío). Esta última, se discute a continuación, resaltando por primera vez su potencial como roca fuente de hidrocarburos.

Infrayaciendo la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno, se encuentra una unidad lodolítica de 157.5 m de espesor, de edad Campaniano tardío, que corresponde con la Aloformación Guadalupe Medio y que hemos denominado Formación Lodolitas de Aguacaliente. Se plantea aquí por primera vez que estas rocas de origen marino constituyen una excelente roca fuente en el área y que gran parte del petróleo de Cusiana podría tener su origen aquí. En la Formación Lodolitas de Aguacaliente se encuentran abundantes lodolitas negras ricas en materia orgánica, con intercalaciones de arenitas fosfáticas y micritas fosfáticas; incluso se encuentran intervalos de abundante pirita diseminada en lodolita negra y en concreciones calcáreas de 3 cm de diámetro, que hemos tomado como indicativas de grandes cantidades de materia orgánica. De acuerdo con el ambiente de depósito inferido para la Formación Lodolitas de Aguacaliente y de su abundante contenido de microfósiles indicativos de ambientes marinos abiertos relativamente profundos, creemos que la materia orgánica contenida en la unidad es de origen predominantemente marino. Los biomarcadores que de acuerdo con BP indican una fuente marina para los petróleos de Cusiana (DROZD & PIGGOTT en CAZIER *et al.* 1995) bien podrían corresponder con los de la Formación Lodolitas de Aguacaliente.

El siguiente objetivo exploratorio bajando estratigráficamente, podría estar constituido por la Aloformación Guadalupe Inferior del Campaniano temprano, que aquí hemos denominado Formación Arenitas de San Antonio. Aunque la Formación Arenitas de San Antonio con 214.8 m de espesor tiene predominancia de arenita de grano fino y medio, también contiene hacia su parte superior granulometrías más gruesas que incluyen arenita de grano grueso a muy grueso y granular. Los segmentos F y G que constituyen los 58 m superiores del Guadalupe Inferior, se han interpretado también como depósitos de frente de playa y al parecer poseen importantes porosidades. Esta unidad no ha sido considerada hasta ahora como objetivo exploratorio de importancia, pero aquí creemos que el

hecho de poseer granulometrías gruesas con porosidades significativas debidas a ambientes sedimentarios hasta ahora no documentados para el Guadalupe Inferior, sería suficiente para incluirla en las perspectivas de exploración. Ya se había mencionado en la discusión de estratigrafía secuencial que era posible que estas arenitas conglomeráticas del Segmento G en la parte más alta del Guadalupe Inferior coincidan con el sistema de bajo nivel de una secuencia global de tercer orden (UZA-4, 4.1 de HAO *et al.* 1987, 1988) en la parte más alta del Campaniano temprano, dentro de la Secuencia de segundo orden SK6.

Bajando estratigráficamente se encuentra la unidad que hasta el momento se ha considerado como la roca fuente de hidrocarburos más importante del área. La Formación Chipaque con 565 m de espesor incluye el Turoniano, el Coniaciano y el Santoniano y seguramente es una importante roca fuente. Junto con materia orgánica de ambientes marinos, se encuentra también materia orgánica de origen estuarino con abundantes restos vegetales, debido a que no toda la formación es de origen marino profundo. No creemos que las arenitas que se presentan intercaladas dentro de la Formación Chipaque sean atractivas como reservorio de hidrocarburos porque en su mayoría son de grano fino a muy fino, lodosas y bioturbadas, sugiriendo bajas porosidades; sin embargo, no se descartan como opción exploratoria, sobre todo si en algún momento se perfora para alcanzar la parte superior de la Formación Une. Las únicas arenitas friables y aparentemente porosas que se encontraron dentro de la Formación Chipaque, corresponden a dos intervalos de arenita de grano fino del segmento G.

9. CONCLUSIONES

El Grupo Villeta se reconoce en ambos flancos de la Cordillera Oriental y en el Piedemonte Llanero; en el flanco Oriental y en el Piedemonte Llanero se divide en las Formaciones Fόμεque, Une y Chipaque. En Los Llanos Orientales solamente se encuentran las Formaciones Une y Chipaque. Allí donde no se encuentra la sucesión completa del Grupo Villeta, no se recomienda el uso del nombre. Hacia el Valle Superior del Magdalena se recomienda abandonar definitivamente su uso, porque lo que se ha denominado "Formación Villeta" es equivalente solamente de un reducido intervalo del Grupo Villeta y se introduce confusión.

Se propone abandonar el uso del nombre Formación Gachetá (MILLER 1979) para los estratos predominantemente lodolíticos que en el Flanco Oriental de la Cordillera Oriental y en el Piedemonte Llanero suprayacen la Formación Une e infrayacen el Grupo Guadalupe, porque éstos ya habían

sido denominados como Formación Chipaque por HUBACH (1957) y RENZONI (1963). El espesor y litología de la Formación Chipaque no se conocían de ninguna columna estratigráfica medida en detalle, debido a los escasos afloramientos de esta unidad predominantemente lodolítica. Aquí presentamos una columna detallada de la Formación Chipaque, cuyo espesor se ha establecido en 565 m.

El uso de los nombres Grupo Palmichal (ULLOA *et al.* 1975; ULLOA & RODRIGUEZ 1979) y Formación Arenisca de El Morro (VAN DER HAMMEN 1961) debe abandonarse, porque éstos se aplicaron a unidades previamente definidas que incluyen el Grupo Guadalupe (HETTNER 1892; RENZONI 1963), la Formación Guaduas (HETTNER 1892; HUBACH 1951) y la Formación Socha Inferior (ALVARADO & SARMIENTO 1944). Los segmentos A, B y C del Grupo Palmichal corresponden con el Grupo Guadalupe, mientras que el segmento D corresponde con la Formación Guaduas y el segmento E con la Formación Socha Inferior. La parte inferior de la Formación Arenisca de El Morro corresponde con la Formación Labor-Tierna del Grupo Guadalupe, la parte media con la Formación Guaduas y la parte superior con la Formación Socha Inferior. El proceso de cartografía geológica se debe efectuar de forma integrada con estudios estratigráficos y no como un estudio independiente, ya que es muy difícil cartografiar unidades litoestratigráficas que no tienen una clara definición, de acuerdo con normas internacionales de procedimiento estratigráfico. El resultado de efectuar el proceso en forma aislada es que las correlaciones entre una y otra plancha son muy difíciles o imposibles.

El Grupo Guadalupe se reconoce como la unidad predominantemente arenítica que suprayace la Formación Chipaque e infrayace la Formación Guaduas. Para el Piedemonte Llanero se propone formalmente su división en tres Formaciones que se denominan Arenitas de San Antonio (Guadalupe Inferior, Campaniano temprano), Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio, Campaniano tardío) y Arenitas de San Luis de Gaceno (Guadalupe Superior, Maastrichtiano temprano). Estas nuevas formaciones constituyen un equivalente lateral de granulometría notoriamente más gruesa y corresponden en posición estratigráfica con las Formaciones Arenisca Dura, Plaeners y Labor-Tierna.

Para efectos de correlación regional, se propone formalmente una unidad aloestratigráfica que se denomina Alogrupo Guadalupe y cuya localidad tipo coincide con la del Grupo Guadalupe en el área de Bogotá. El Alogrupo Guadalupe está compuesto por las Aloformaciones Guadalupe Inferior (Formación Arenisca Dura), Guadalupe Medio (Formación Plaeners) y Guadalupe Superior

(Formación Labor-Tierna).

Los estratos lodolíticos y carbonosos que suprayacen el Grupo Guadalupe e infrayacen la Formación Socha Inferior, se reconocen como Formación Guaduas. En el área, solamente afloran los 59 m inferiores debido a que previamente al depósito de la Formación Socha Inferior, se produjo una intensa erosión que eliminó la mayoría de la unidad. Las arenitas de la Formación Socha Inferior suprayacen discordantemente a la Formación Guaduas e infrayacen concordantemente a la Formación Socha Superior.

También para efectos de correlación regional se propone una nueva unidad aloestratigráfica denominada Alogrupo Socha, que a su vez incluye dos nuevas unidades denominadas Aloformación Socha Inferior (Paleoceno tardío) y Aloformación Socha Superior (Eoceno temprano). La localidad tipo del Alogrupo Socha se sitúa en el área de Paz del Río, coincidiendo con la localidad tipo de las Formaciones Socha Inferior y Socha Superior de ALVARADO & SARMIENTO (1944). En la Aloformación Socha Inferior (Paleoceno tardío) se incluyen entre otras, las Formaciones Barco y Cacho. Para la Formación Cacho, hemos propuesto que se considere como su localidad tipo la misma de la Formación Bogotá de HUBACH (1951), al S de Bogotá. En la Aloformación Socha Superior (Eoceno temprano) se incluyen entre otras las Formaciones Los Cuervos y Bogotá.

La sucesión estudiada se ha dividido en secuencias estratigráficas de segundo orden (8-12 Ma) limitadas por discordancias y superficies correlativas que coinciden con caídas abruptas del nivel del mar. En ninguna de estas secuencias se observa incisión y relleno de valles fluviales en la plataforma ni depósitos de profundidades oceánicas suprayacidos abruptamente por depósitos de abanicos submarinos. Por lo tanto, se postula que los límites de secuencia en Colombia corresponden a límites Tipo I en cuencas con bordes en rampa, en las cuales no existía una fisiografía definida de plataforma y talud continental con un abrupto cambio de pendiente en este último.

Dichas secuencias se han denominado SK5 (segmento más superior de la Formación Une y Formación Chipaque), SK6 (Formaciones Arenitas de San Antonio y Lodolitas de Aguacaliente), SK7 (Formación Arenitas de San Luis de Gaceno y parte inferior de la Formación Guaduas), ST2 (Formaciones Socha Inferior y Socha Superior). Adicionalmente, se han propuesto 4 secuencias más que se discutirán en una contribución posterior. En la Secuencia SK1 se incluyen las Formaciones Brechas de Buenavista, Calizas del Guavio y Lutitas de Macanal; en la Secuencia SK2 las Formaciones Arenita de las Juntas y Fómeque; en la Secuencia SK3 la parte inferior de la Formación Une y en

la Secuencia SK4 la parte superior de la Formación Une. Por otro lado, aunque no aflora en esta área lo correspondiente al Terciario más temprano, se incluye la parte superior de la Formación Guaduas en la Secuencia ST1.

La mayoría de las secuencias aquí propuestas parecen corresponder con cambios globales del nivel del mar. Se plantea que las Secuencias SK5 (Cenomaniano tardío, Turoniano, Coniaciano y Santoniano), SK6 (Campaniano) y SK7 (Maastrichtiano) corresponden con los ciclos globales de Haq et al. (1987, 1988). Creemos que la subsidencia fue aproximadamente constante durante el Cretácico tardío y Paleoceno temprano, correspondiendo probablemente con subsidencia termal post-rifting. No se aprecian eventos tectónicos locales de gran magnitud que se reflejen en la sedimentología sino hasta el Paleoceno tardío. Se estima que la mayor erosión de la Formación Guaduas hacia el E, previamente al inicio del depósito de la Aloformación Socha Inferior (Paleoceno tardío), se debió a que en cuencas de frente montañoso se produciría una mayor subsidencia en zonas relativamente cercanas, pero no adyacentes al frente de levantamiento de cadenas montañosas situadas al W, en la proto- Cordillera Central.

Además de las cuarzoarenitas limpias de la Aloformación Socha Inferior (Paleoceno tardío) que junto con los equivalentes de la Formación Mirador (Eoceno tardío) constituyen actualmente un objetivo mayor de exploración, se encuentran cuarzoarenitas de grano fino a muy grueso, limpias friables y al parecer muy porosas, en la Aloformación Guadalupe Superior (Maastrichtiano temprano) y en la Aloformación Guadalupe Inferior (Campaniano temprano) del Piedemonte Llanero.

Como excelente roca fuente de materia orgánica de origen estuarino y marino, se resalta no solamente la Formación Chipaque (Turoniano, Coniaciano, Santoniano), sino también la Aloformación Guadalupe Medio. La Formación Lodolitas de Aguacaliente (Guadalupe Medio, Campaniano tardío) se propone aquí por primera vez como una óptima roca fuente de hidrocarburos de origen marino en el área.

La parte arenosa conglomerática más superior de la Formación Une (Cenomaniano tardío) puede ser también un interesante objetivo exploratorio en las áreas donde la estructura sea adecuada y eventualmente no sea necesario perforar los enormes espesores del Terciario superior. En ese caso, se pueden adicionalmente considerar algunas de las arenitas de grano fino y muy fino intercaladas dentro de las lodolitas de la Formación Chipaque. Aunque la mayoría de estas arenitas son lodosas y bioturbadas sugiriendo

bajas porosidades, se encontraron algunas arenitas friables de grano fino en el segmento G de la Formación Chipaque, que podrían tener importantes porosidades.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo hace parte del proyecto "Micropaleontología y Magnetoestratigrafía de las Rocas con Potencial Petrolífero del Flanco Oriental de la Cordillera Oriental", que se realiza gracias a la financiación de Colciencias, Ingeominas y la Universidad Nacional. Agradecemos especialmente al Programa de Energía y Minería de Colciencias, a la Subdirección de Geología de Ingeominas y al Departamento de Geociencias y Cindec de la Universidad Nacional.

De la misma manera, agradecemos a la Geóloga Martha Suárez, quien durante las etapas iniciales de nuestro trabajo aportó valiosas sugerencias producto de su conocimiento de la estratigrafía del área. Martha revisó varios de nuestros manuscritos, contribuyendo con numerosas críticas que aquí reconocemos.

Nuestro agradecimiento igualmente al Señor Armando Duarte, preparador del Laboratorio de Palinología de Ingeominas, por su entusiasmo y cuidado en el tratamiento de las muestras, que en su gran mayoría fueron positivas.

REFERENCIAS

- ALVARADO, B. & SARMIENTO, R. (1944): Informe geológico general sobre los yacimientos de hierro, carbón y caliza de la región de Paz de Río, Departamento de Boyacá.- Informe No. 468, Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- BARTELS, H.M. (1986): El "Grupo Palmichal" y su relación estratigráfica con el Grupo Guadalupe.- Trabajo de Grado No. 146, Universidad Nacional, Bogotá.
- BRENNER, G.J. (1968): Middle Cretaceous Spores and Pollen from northeastern Perú.- *Pollen et Spores* 10(2): 341-383, París.
- CAMPBELL, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset.- *Sedimentology* 8: 7-26, Oxford.
- CAZIER, E.C.; HAYWARD, A.B.; ESPINOSA, G.; VELANDIA, J.; MUGNIOT, J.F. & LEEL, W.G., Jr. (1995): Petroleum Geology of the Cusiana Field, Llanos Basin Foothills, Colombia.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 79(10): 1444-1463, Tulsa.
- COLLINSON, J.D. (1986): Alluvial Sediments. In H.G. Reading (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*.- Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 p.
- COOPER, M.A.; ADDISON, F.T.; ALVAREZ, R.; CORAL, M.; GRAHAM, R.H.; HAYWARD, A.B.; HOWE, S.; MARTINEZ, J.; NAAR, J.; PEÑAS, R.; PULHAM, A.J. & TABORDA, A. (1995): Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 79(10): 1421-1443, Tulsa.
- DALRYMPLE, R.W. (1992): Tidal Depositional Systems. In R.G. Walker, N.P. James (eds.) *Facies models, response to sea level change*.- Geological Association of Canada, Newfoundland, 409 p.
- FABRE, A. (1981): Geología Regional de la Sierra Nevada del Cocuy. Plancha 137, "El Cocuy".- Informe 1877, INGEOMINAS, Bogotá.
- ____ (1985): Dinámica de la sedimentación Cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia).- Proyecto Cretácico, Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 16(XIX): 1-20. INGEOMINAS, Bogotá.
- FABRE, A.; OSORIO, M. & VARGAS, R. (1982): Mapa Geológico escala 1:100.000 de la Plancha 137, El Cocuy.- Mapa preliminar publicado en 1985, INGEOMINAS, Bogotá.
- ____ (1983): Mapa Geológico escala 1:100.000 de la Plancha 153, Chita.- Mapa preliminar publicado en 1984, INGEOMINAS, Bogotá.
- FASOLA, A. & PAREDES, I. (1991): Late Cretaceous Palynological Assemblages from El Furrial Area Wells.- *INTEVEP*, 1(1): 3-14, Caracas.
- FLYNN, J.; GUERRERO, J. & SWISHER, C. (1995): Geochronology of the Honda Group (Middle Miocene), Colombia. In RF Kay, RH Madden, RL Cifelli, JJ Flynn (eds.) *A History of Neotropical Fauna: Vertebrate Paleobiology of the Miocene of Tropical South America*.- Smithsonian Institution Press, Washington.
- FOLK, R.L. (1980): *Petrology of sedimentary rocks* (2nd. Ed.).- Hemphill Publishing Company, Texas, 182 p.
- 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.
- GALLOWAY, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 73: 125-142, Tulsa.
- GARNER, A.H. (1926): Suggested nomenclature and correlation of the geological formations in Venezuela.- *Petroleum Development Technol. in 1925 Transactions Amer. Inst. Min. Metall. Eng.*, p. 677-684 (La Luna Limestone), New York.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE, J.M. & PICARD, X. (1980): Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.- FONINVES, Caracas, 1031 p.
- GUERRERO, J. (1993): Magnetostratigraphy of the upper part of the Honda Group and Neiva Formation. Miocene uplift of the Colombian Andes.- Ph.D. Dissertation, Duke University, Durham, 108 p.
- ____ (1995): Stratigraphy and sedimentary environments of the Honda Group in the La Venta area. Miocene uplift of the Colombian Andes. In RF Kay, RH Madden, RL Cifelli, JJ Flynn (eds.) *A History of Neotropical Fauna: Vertebrate Paleobiology of the Miocene of Tropical South America*.- Smithsonian Institution Press, Washington.
- HAQ, B.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.- *Science* 235: 1156-1167, Washington.
- ____ (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In CK Wilgus et al. (eds.) *Sea level*

- changes: An integrated approach.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 71-108, Tulsa.
- HARLAND, W.B.; ARMSTRONG, R.L.; COX, A.V.; CRAIG, L.E.; SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A geologic time scale 1989.- Cambridge Univ. Press, Cambridge, 263 p.
- HEDBERG, H.D. & SASS, L.C. (1937): Synopsis of the geologic formations of the western part of the Maracaibo Basin, Venezuela.- *Boletín Geol. Min.* 1(2-4): 71-112, Caracas.
- HERNGREEN, G.F. (1973): Palynology of Albian Cenomanian strata of borehole 1-QS-1-M.A. State of Maranhao, Brazil.- *Pollen et Spores* 15(3-4): 515-555, Paris.
- ____ (1974): Middle Cretaceous palynomorphs from northeastern Brazil.- *Sciences Géologiques Bulletin* 27(1-2): 101-116, Strasbourg.
- ____ (1975) Palynology of Middle and Upper Cretaceous Strata in Brazil.- *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 26(3): 39-91, Haarlem.
- HERNGREEN, G.F. & CHLONOVA, A.F. (1981): Cretaceous microfossil provinces.- *Pollen et Spores* 23(3-4): 441-555, Paris.
- HERNGREEN, G.F. & DUEÑAS, H. (1990): Dating of the Cretaceous Une Formation, Colombia and the relationship with the Albian - Cenomanian African - South American microfossil province.- *Review of Palaeobotany and Palynology* 66: 345-359, Amsterdam.
- HETTNER, A. (1892): Die Kordillere von Bogotá.- *Pettermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft* 104. Justus Pertha, Gotha, 229 p.
- HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G. & LORENTE, M. (1995): Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America.- *Geology* 23(3): 237-240, Boulder.
- HUBACH, E. (1945): La región de Panga Panga al Noreste de Choachí, Cundinamarca.- *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia VI*: 27-37, Bogotá.
- ____ (1951): Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores.- Informe No. 785, Servicio Geológico Nacional. Publicado en 1958 en el *Boletín Geológico* 5(2): 93-112, Instituto Geológico Nacional, Bogotá.
- ____ (1957): Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia.- Informe No. 1212, Instituto Geológico Nacional, Bogotá, 166 p.
- HUBBARD, R.J. (1988): Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 72(1): 49-72, Tulsa.
- I.G.A.C. (1965): Plancha topográfica 229-II-C escala 1:25.000.- Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá.
- INGRAM, R.L. (1954): Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks.- *Geological Society of America, Bulletin* 65: 937-938, Boulder.
- JARAMILLO, C. & YEPES, O. (1994): Palinoestratigrafía del Grupo Olivi (Coniaciano - Campaniano), Valle Superior del Magdalena, Colombia. En F. Etayo (ed.) *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena*.- Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- JARDINE, S. (1967): Spores á expansions en forme d'latere du Cretacé moyen d'Afrique occidentale.- *Review of Palaeobotany and Palynology* 1(1-4): 235-258, Amsterdam.
- JARDINE, S. & MAGLOIRE, L. (1965): Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Senegal et de Cote d'Ivoire.- *Memoir BRGM* 32: 187-245, Paris.
- JERVEY, M.T. (1988): Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions. In CK Wilgus et al. (eds.) *Sea level changes: An integrated approach*.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 47-69, Tulsa.
- JULIVERT, M. (1968): *Léxico Estratigráfico Internacional*, Vol. 5 América Latina, Fascículo 4a Colombia, Primera parte.- Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 651 p.
- KEHRER W. (1933): El Carboniano del Borde Llanero de la Cordillera Oriental.- *Bol. Min. Petr.* 49-54: 105-121, Bogotá.
- MACELLARI, C.E. (1988) Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America.- *Journal of South American Earth Sciences* 1(4): 373-418, Oxford.
- MILLER, T.A. (1979): The Geology of the Eastern Cordillera between Aguazul - Sogamoso - Villa de Leiva. Part I, Geology of the Llanos Basin and adjacent Eastern Cordillera. In Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists (eds.) *Field Conference 1972*.- Geological field-trips, Colombia, 1959-1978: 351-379, Bogotá.
- MITCHUM, R.M. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In CE Payton (ed.) *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*.- American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26:205-212, Tulsa.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In CE Payton (ed.) *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*.- American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26:53-62, Tulsa.
- MULLER, J.; DI GIACOMO, E. & VAN ERVE, A.W. (1987): A palynological Zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of Northern South America.- *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series* 19: 7-76, Dallas.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983): *North American Stratigraphic Code*.- American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 67(5): 841-875, Tulsa.
- NOTESTEIN, F.B.; HUBMAN, C.W. & BOWLER, J.W. (1944): *Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America*.- Geological Society of America, Bulletin 55: 1165-1215, New York.

- PATARROYO, P. (1993): Las Formaciones Cretácicas Hondita y Lomagorda a propósito de la nomenclatura estratigráfica del Valle Superior del Magdalena.- VI Congreso Colombiano de Geología, Memorias III: 803-814, Medellín.
- PEMBERTON, S.G.; MACEACHERN, J.A. & FREY, R.W. (1992): Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. In RG Walker, NP James (eds.) Facies models, response to sea level change.- Geological Association of Canada, Newfoundland, 409 p.
- PEREZ, G. & SALAZAR, A. (1978): Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe.- Geología Colombiana 10: 7-86. Universidad Nacional, Bogotá.
- PONS, D. (1988): Le Mesozoïque de Colombie Macroflores et Microflores.- Editions du CNRS Cahiers de Paléontologie, Paris, 168 p.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition. I- Conceptual framework. In CK Wilgus et al. (eds.) Sea level changes: An integrated approach.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 109-124, Tulsa.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition. II- Sequence and Systems tract models. In CK Wilgus et al. (eds.) Sea level changes: An integrated approach.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 125-154, Tulsa.
- PRATT, S.; ROWLINSON, N.; AITKEN, B.; ANDERSON, W.; BABCOCK, C.; CAMPBELL, C. & MAHER, P. (1979): The Muzo Emerald Mine. In Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists (eds.) Field Conference 1961.- Geological field-trips, Colombia, 1959-1978: 33-63, Bogotá.
- PRÖSSL, K. (1992): Preliminary results of palynological investigations on the Cretaceous of Colombia, South America.- Review of Palaeobotany and Palynology, 71: 255-268, Amsterdam.
- PRÖSSL, K. & VERGARA, L. (1993): The Yaví Formation (Lower Cretaceous), Upper Magdalena Valley, Colombia: an integrated sedimentological and palynological study.- Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 188(2): 213-240, Stuttgart.
- REINSON, G.E. (1992): Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems. In RG Walker, NP James (eds.) Facies models, response to sea level change.- Geological Association of Canada, Newfoundland, 409 p.
- RENZONI, G. (1963): Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá.- Boletín Geológico 10(1-3): 59-79. Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- ____ (1968): Geología del Macizo de Quetame.- Geología Colombiana 5: 75-127. Universidad Nacional, Bogotá.
- ____ (1985): Mapa Fotogeológico de la Plancha 193 - Yopal (con Memoria Explicativa). Publicado en 1992.- INGEOMINAS, Bogotá.
- RINCON, G. (1982): Petrografía y paleoambientes de las areniscas del Cretáceo superior - Paleoceno en las áreas de San Luis de Gaceno - Aguacalera.- Trabajo de Grado No. 56, Universidad Nacional, Bogotá.
- ROBASZYNSKI, F.; ALCAYDE, G.; AMEDRO, F.; BADILLET, G.; DAMOTTE, R.; FOUCHER, J.C.; JARDINE, S.; LEGOUX, O.; MANIVIT, H.; MONCIARDINI, C. & SORNAY, J. (1982): Le Turonien de la région - type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie.- Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production Elf - Aquitaine 6(1): 119-225, Pau.
- SARMIENTO, G. (1992a): Estratigrafía y medios de depósito de la Formación Guaduas.- Boletín Geológico 32(1-3): 1-44, INGEOMINAS, Bogotá.
- ____ (1992b): Palinología de la Formación Guaduas - estratigráfica y sistemática.- Boletín Geológico 32(1-3): 45-126, INGEOMINAS, Bogotá.
- ____ (1994): Visión regional de la Formación Guaduas.- Publicaciones Geológicas Especiales 20: 165-180. INGEOMINAS, Bogotá.
- SCHEIBE, E.A. (1938): Estudios geológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia (Cordillera de Bogotá). En Parte Primera de "Estudios geológicos y paleontológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia".- Departamento de Minas y Petróleos, Bogotá, 58 p.
- SCHEIBE, R. (1933): Informe sobre los yacimientos de carbón en las Haciendas de "San Jorge" y "Llano de Animas", en el Municipio de Zipaquirá.- Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia, Tomo 1: 15-38, Departamento de Minas y Petróleo, Bogotá. Publicado también en 1918 en el Diario Oficial No. 16429.
- SHANLEY, K.W. & McCABE, P.J. (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata.- American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 78(4): 544-568, Tulsa.
- SLOSS, L.L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America.- Geological Society of America, Bulletin 74: 93-114, Boulder.
- SLOSS, L.L.; KRUMBEIN, W.C. & DAPPLES, E.C. (1949): Integrated facies analysis. In CR Longwell (ed.) Sedimentary facies - Geologic history.- Geological Society of America Memoir 39: 91-124, Boulder.
- THUSU, B. & VAN DER EEM, J. (1985): Early Cretaceous (Neocomian - Cenomanian) palynomorphs.- Journal of Micropaleontology 4(1): 131-150, London.
- ULLOA, C.; CAMACHO, R. & ESCOBAR, R. (1975): Mapa Geológico escala 1:100.000 del Cuadrángulo K-12, Guateque.- INGEOMINAS, Bogotá.
- ULLOA, C. & RODRIGUEZ, E. (1978): Mapa Geológico escala 1:100.000 de la Plancha 190, Chiquinquirá.- Mapa publicado en 1991, INGEOMINAS, Bogotá.
- ____ (1979): Geología del Cuadrángulo K-12, Guateque.- Boletín Geológico 22(1): 1-55, Ingeominas, Bogotá.
- ULLOA, C.; RODRIGUEZ, E. & ESCOBAR, R. (1973a): Mapa Geológico escala 1:100.000 de la Plancha 192, Laguna de Tota. Mapa preliminar inédito, INGEOMINAS, Bogotá.

- ULLOA, C.; RODRIGUEZ, E. & GUERRA, A. (1973b): Mapa Geológico escala 1:100.000 de la Plancha 172, Paz del Río.- Mapa preliminar inédito, INGEOMINAS, Bogotá.
- VAIL, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1 Seismic stratigraphy interpretation procedure. In AW Bally (ed.) Atlas of seismic stratigraphy, V. 1.- American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 27: 1-10, Tulsa.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3 Relative changes of sea level from coastal onlap. In CE Payton (ed.) Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.- American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 63-97, Tulsa.
- VAN DER HAMMEN, T. (1961): Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. Boletín Geológico 6(1-3): 67-128, Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- VANDERWIEL, A. (1991): Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley.- Dr. Thesis, Agricultural University, Wageningen, 208 p.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In CW Wilgus et. al. (eds.) Sea level changes: An integrated approach.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 39-45, Tulsa.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies.- AAPG Methods in Exploration Series, No.7, Tulsa, 55 p.
- VARGAS, R.; ARIAS, A.; JARAMILLO, L. & TELLEZ, N. (1976a): Mapa Geológico escala 1:100.000 de la Plancha 136, Málaga.- Mapa preliminar publicado en 1984, INGEOMINAS, Bogotá.
- ____ (1976b): Mapa Geológico escala 1:100.000 de la Plancha 152, Soatá.- Publicado en 1987, INGEOMINAS, Bogotá.
- ____ (1981) Geología del cuadrángulo I-13, Málaga.- Boletín Geológico 24(3): 1-76, INGEOMINAS, Bogotá.
- VERGARA, L. (1994): Stratigraphic, micropaleontologic and organic geochemical relations in the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia.- Giessener Geologische Schriften 50: 1-179, Giessen.
- VERGARA, L.; GUERRERO, J.; PATARROYO, P. & SARMIENTO, G. (1995): Comentarios acerca de la nomenclatura estratigráfica del Cretácico Inferior del Valle Superior del Magdalena.- Geología Colombiana 19: 21-31, Bogotá.
- VILLAMIL, T. (en prensa): Chronology, relative sea level history, and a new sequence stratigraphic model for basinal Albian to Santonian Facies, Colombia.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, Tulsa.
- WALKER, R.G. (1992): Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In RG Walker, NP James (eds.) Facies models, response to sea level change.- Geological Association of Canada, Newfoundland, 409 p.
- WALKER, R.G. & PLINT, A.G. (1992): Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In RG Walker, NP James (eds.) Facies models, response to sea level change.- Geological Association of Canada, Newfoundland, 409 p.
- WENTWORTH, C. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments.- The Journal of Geology 30: 377-392, Chicago.

Manuscrito recibido, Abril de 1996.

BIBLIOTECA CENTRAL
UNIVERSIDAD NACIONAL