



La Sucesión Paleoambiental del Cretácico de la Región de Tequendama y Oeste de la Sabana de Bogotá, Cordillera Oriental Colombiana

JOSE IGNACIO MARTINEZ R.

Departamento de Geología, Grupo de Geología Ambiental, Universidad EAFIT, A.A. 3300, Medellín, Colombia.

Fax : 2664284

Email: <jimartin@sigma.eafit.edu.co>

LUIS EDUARDO VERGARA S.

Deminex Colombia Petroleum

Dirección actual: RWE-DEA Aktiengesellschaft für Mineralöl und Chemie, Überseering 40, 22297 Hamburg, Alemania.

Fax: +49-40-63753384, Email: <Luis.Vergara@rwedea.de>

MARTINEZ, J.I. & VERGARA, L.E. (1999): La Sucesión Paleoambiental del Cretácico de la Región de Tequendama y Oeste de la Sabana de Bogotá, Cordillera Oriental Colombiana.- GEOLOGIA COLOMBIANA 24, pgs. 107-147, 9 Figs., 1 Tabla, 6 Láminas, Santa Fe de Bogotá.

RESUMEN

Se presentan aquí los resultados del estudio estratigráfico, micropaleontológico y petrográfico de cerca de 4000 m del registro cretácico de la región del Tequendama y oeste de la Sabana de Bogotá, Grupos Villeta, Guadalupe y Olini, y la Formación Lomagorda. Se reconocen dos cintas de facies, aparentemente controladas temporalmente por la Falla de Bituima. Al este de esta falla, se interpretan por lo menos seis secuencias sedimentarias, comenzando por las rocas silíceo-calcáreas del Barremiano tardío de la Formación Trincheras y terminando con las arenitas regresivas conocidas como Labor y Tierna. Una fase clástica - evaporítica (?) se sugiere para el Aptiano tardío - Albiano temprano (Formaciones Socotá y Capotes), lo que implica un control tectónico y una cuenca restringida profunda. Se infiere un fondo de acumulación anóxico en intervalos del Aptiano tardío (Formación Trincheras), Aptiano tardío - Cenomaniano temprano (Formaciones Socotá, Capotes e Hiló), el Turoniano - Coniaciano (Formaciones La Frontera y Conejo), y el Campaniano tardío (Formación Plaeners). Al oeste de la Falla de Bituima, por lo menos dos secuencias se pueden interpretar, entre la Formación Lomagorda (Coniaciano) y el Nivel de Lutitas y Arenas (Maastrichtiano). Estas facies distales, de mar abierto, fueron fuertemente influenciadas por surgencia y anoxia durante el Coniaciano - Santoniano (Formación Lidita Inferior) y el Campaniano (Formación Lidita Superior). Se propone una correlación entre los dos dominios sedimentarios.

Palabras Clave: Colombia, Cordillera Oriental, Cretáceo, Sabana de Bogotá.

ABSTRACT

A stratigraphic, micropaleontologic and petrographic survey of ca. 4000 m of the Cretaceous Villeta, Guadalupe and Olini Groups and the Lomagorda Formation outcropping in the Tequendama and west of Bogotá regions, is presented. Two facial settings are recognized, and apparently controlled at times, by the Bituima Fault. East of the Bituima Fault, at least six stratigraphic sequences can be interpreted begining with the late Barremian calcareous-siliceous rocks of the Trincheras Formation and ending with the regressive arenites of the Labor and Tierna Formations. A clastic - evaporitic (?) phase is suggested for the late Aptian - early Albian (Socotá and lower Capotes Formations) implying tectonic restriction of the basin and a deep-water setting. Anoxia at the sediment-water interface is inferred for intervals at the early Aptian (Trincheras Formation), the late Aptian - early Cenomanian (Socotá, Capotes and Hiló Formations), the Turonian - Coniacian (La Frontera and Conejo Formations), and the late Campanian (the Plaeners Formation). West of the Bituima Fault, at least two sequences can be interpreted, begining with the Coniacian Lomagorda Formation and ending with the regressive Maastrichtian Nivel de Lutitas y Arenas. These distal, offshore facies were strongly influenced by upwelling (and anoxia) during the Coniacian - Santonian (Lidita Inferior Formation) and Campanian (Lidita Superior Formation) intervals. A correlation between both stratigraphic settings is attempted.

Key Words: Colombia, Eastern Cordillera, Cretaceous, Sabana de Bogotá.

1. INTRODUCCION

La sucesión estratigráfica cretácica del flanco occidental de la Cordillera Oriental ha sido estudiada en sus aspectos físicos generalizados, nomenclaturales y bioestratigráficos (e.g. HETTNER 1892; HUBACH 1957; BÜRGL 1957; DE PORTA 1966). Sin embargo, la interpretación paleoambiental de la sucesión solo ha sido intentada para algunos intervalos específicos (e.g. POLANÍA & RODRÍGUEZ 1978; MANN 1995; VILLAMIL & ARANGO 1998) a pesar de la importancia de la región del Tequendama como área transicional entre las cuencas de la Sabana de Bogotá y el Valle Superior del Magdalena. Dentro de la zona se cartografía la Falla de Bituima, estructura fundamental de la Cordillera Oriental que limita tectónicamente dos dominios de facies cretácicas distintas. Tal contraste facial puede representar diferencias paleoambientales relacionadas con la distancia a las fuentes de sedimentación y/o subsidencia diferencial en dos ámbitos tectónicos diferentes. El estudio de la incidencia tectosedimentaria de la Falla de Bituima no ha sido intentado hasta el momento y es importante en la reconstrucción paleogeográfica del período Cretácico.

El registro cretácico que se reconoce a ambos lados de la Falla de Bituima contiene sucesiones estratigráficas isócronas marcadamente distintas; para el flanco oeste se dispone de descripciones estratigráficas detalladas (DE PORTA 1966), mientras que para el flanco este tan solo se dispone de una columna estratigráfica generalizada (CÁCERES & ETAYO 1969). Por lo tanto la nomenclatura propuesta para el lado este de la Falla de Bituima permanece parcialmente formal en la ausencia de los registros gráficos de cada una de las secciones tipo de las unidades estratigráficas propuestas por CÁCERES & ETAYO (1969). De igual forma, las estimaciones del espesor total de la sucesión cretácica varían entre ca. 2000 m (CÁCERES & ETAYO 1969), 5800 m (HUBACH 1957) y 16000 m (BÜRGL 1961). El último valor se considera exagerado debido a multiplicación tectónica, de acuerdo con los modelos estructurales compresivos de la Cordillera Oriental (e.g. DENG & COVEY 1993, COOPER *et al.* 1995). A partir del modelamiento estructural del cinturón orogénico, sin embargo, no es posible precisar los espesores de la sucesión cretácica, sino que al contrario, tales espesores son condiciones límite para el modelamiento estructural de la Cordillera. Por lo tanto resulta fundamental la adquisición de datos de campo precisos, mediante el levantamiento con brújula y cinta de columnas estratigráficas.

El objetivo de esta contribución es el de documentar la sucesión y los ciclos sedimentarios en la zona occidental de la Sabana de Bogotá mediante: (1) la descripción de las formaciones cretácicas en sus aspectos físicos, petrográficos y paleontológicos, (2) la reconstrucción paleoambiental de la sucesión, y (3) la discusión de as-

pectos paleogeográficos y de estratigrafía secuencial.

1.1. Área de trabajo

El área de trabajo (Fig. 1) se localiza en la parte occidental de la Sabana de Bogotá y la vertiente occidental de la Cordillera Oriental, dentro de la plancha 227 (La Mesa; coordenadas IGAC con origen en Bogotá: X = 1'000.000 a 1'040.000, y Y = 940.000 a 1'000.000; ULLOA *et al.* 1993). La plancha 227 comprende en su parte oriental una buena parte de la Sabana de Bogotá cubierta por depósitos cuaternarios, en su faja intermedia la vertiente oriental de la Cordillera Oriental, donde aflora el Cretácico plegado y fallado, y en la faja occidental, al oeste de la Falla de Bituima, la continuación al sur del Sinclinal de Guaduas, donde aflora el Cretácico Superior y el Terciario Inferior. La región del Tequendama comprende una buena parte de la cuenca del río Bogotá después de su paso por la Sabana, y hace parte de la faja intermedia. Después de Bogotá, las poblaciones de mayor importancia dentro de la plancha son Facatativá y La Mesa. En la zona existen vías de comunicación importantes, tales como la vía Bogotá-Tocaima-Girardot y Facatativá-Villeta, así como numerosas vías secundarias, donde ocurren varios afloramientos que se estudiaron en este trabajo.

1.2. Métodos

Se elaboraron poligonales con brújula y cinta atada a puntos bien conocidos sobre planchas 1:10000 y 1:25000; se incluyen allí estaciones, muestras e información geológica de cada columna (MARTÍNEZ 1990). El levantamiento estratigráfico se llevó a cabo a escala 1:100 a 1:2000 dependiendo de su homogeneidad litológica. Se utilizaron las clasificaciones de FOLK (1974), DUNHAM (1962) y LUNDEGARD & SAMUELS (1980), para las arenitas, carbonatos y lutitas respectivamente. Se emplea el término de limolitas o lodolitas silíceas para referirse a rocas clásticas finogranulares con cemento silíceo y estratificación plana paralela. El término liditas o porcelanitas se refiere a rocas mixtas químico-clásticas sin granos evidentes y con partición prismática. Estas rocas difieren del chert, de origen químico o bioquímico, en su mayor contenido de impurezas o terrígenos, y su partición concoidal (ver IJIMA & TADA 1981).

Las exposiciones fueron muestreadas para micropaleontología procurando cubrir cada horizonte geológico, o regularmente cada 20 a 50 m en los intervalos muy espesos o monótonos. La búsqueda de microfósiles se efectuó en secciones petrográficas y mediante el procesamiento de lodolitas y arcillolitas calcáreas usando la técnica del Quaternary-O (LIPPS 1979).

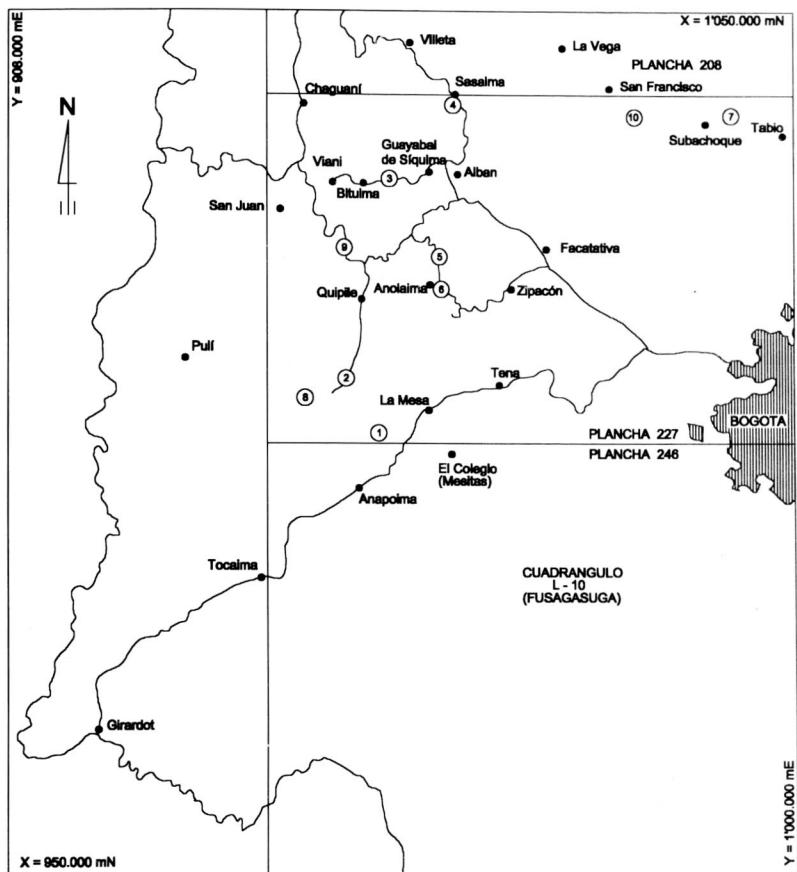


Fig. 1. Mapa de localización del área de trabajo y las columnas estratigráficas: 1) Quebrada El Tigre; 2) Alto Ojo de Agua - Quipile; 3) Guayabal de Síquima - Bituima; 4) Albán - Sasaima; 5) Río Curi; 6) Anolaima - La Florida; 7) Tabio - Subachoque; 8) La Virgen - El Retiro; 9) La Sierra - Vianí; 10) Quebrada Nemicé.

1.3. Nomenclatura estratigráfica y secciones de referencia

Se siguen aquí las reglas del Código Norteamericano de Nomenclatura Estratigráfica (NACSN 1983) y la Guía Estratigráfica Internacional (IUGS 1994). Para la sucesión del Cretácico Inferior se siguió la nomenclatura del cuadrángulo L-10 Fusagasugá y de la región del Tequendama (CÁCERES *et al.* 1973; CÁCERES & ETAYO 1969) con algunas modificaciones. Para el Cretácico Superior al oeste de la Falla de Bituima se adopta y extiende la nomenclatura establecida en la región de Girardot-Guataquí, Valle del Magdalena (DE PORTA 1966).

1.3.1. Las unidades estratigráficas del lado este de la Falla de Bituima

1.3.1.1. *El Grupo Villeta*

El término Villeta se ha aplicado extensivamente a sucesiones de "shales" negros de edad cretácica en diversas regiones del país (ver e.g. HUBACH 1931a). Tal uso sigue la designación original de "Villeta" de HETTNER (1892), sin embargo, se ha seguido un criterio litológico exclusivamente sin mayores consideraciones sobre la continuidad estratigráfica de la unidad desde su área tipo. La sección entre la angostura del río Une y Chipaque en el flanco oriental de la

Cordillera Oriental fue designada por HUBACH (1931a) como "zona de partida para la apreciación del Piso de Villeta" (sección tipo). JULIVERT (1968) limitó el Grupo Villeta a la faja occidental de la Cordillera Oriental en el sector de Bogotá, desde la región de Muzo en el norte hasta su extremo sur conocido, i.e. la vía Bogotá-(Tocaima)-Girardot. De acuerdo con JULIVERT (1968), las facies lodosíticas del Villeta en la faja occidental de la Cordillera Oriental cambian lateralmente a: (1) las facies del Valle Medio del Magdalena al norte, (2) las facies del extremo norte del Valle Superior del Magdalena al oeste de la Falla de Bituima, y (3) las facies de Fómeque-Cáqueza al este de la Cordillera Oriental. Para cada caso, JULIVERT (1968) recomienda evitar el uso del término Villeta, y en cambio aplicar las nomenclaturas existentes para cada región, e.g. la nomenclatura de DE PORTA (1966) para el Valle del Magdalena al oeste de la Falla de Bituima. Siguiendo esta recomendación, esta última nomenclatura se ha aplicado a todo el Valle Superior del Magdalena (VERGARA 1997a). La historia de la nomenclatura estratigráfica del Grupo Villeta en el Cretácico del flanco occidental de la Cordillera Oriental se presenta en la Tabla 1.

El Grupo Villeta, - dividido en ocho unidades en la Plancha 227 (ULLOA *et al.* 1993) -, reposa sobre las arenitas y calizas de la Formación La Naveta (Hauteriviano) y bajo las arenitas más antiguas de la Formación Arenisca Dura (Campaniano) del Grupo Guadalupe. Las estimaciones de espesor del Grupo Villeta para el occidente de la Sabana de Bogotá varían entre 900 m (CÁCERES & ETAYO 1969), 2250 m (HUBACH 1957) y 9750 m (BÜRGL 1959) en comparación con nuestra estimación de 3400 m. Las unidades estratigráficas del Grupo Villeta incluyen las formaciones: Trincheras, Socotá, Capotes, Hiló, Simijaca, La Frontera, y Conejo, cuya nomenclatura se discute a continua-

ción:

Formación Trincheras: Nombre conferido a la sucesión de lodochas con intercalaciones de calizas y arenitas de la parte inferior del Grupo Villega, y cuya localidad tipo se halla en la Quebrada Trincheras al este de la fábrica de cemento Diamante de Apulo (Cuadrángulo L-10; CÁCERES & ETAYO 1969). La Formación Trincheras ha sido dividida en dos segmentos: el inferior o calizo arcilloso y el superior arcilloso (CÁCERES & ETAYO 1969), a los que se ha denominado como Miembros El Tigre y Anapoima respectivamente (ULLOA *et al.* 1993). En la ausencia de una columna estratigráfica tipo para el Miembro Anapoima preferimos el uso informal de unidad de lodochas K2, que reemplaza al "nivel indenominado" entre las Formaciones Trincheras y Socotá de ETAYO-SERNA (1979). Con esto, también, evitamos el uso de una unidad informal basada en un nombre geográfico (NASC 1983: Artículo 30e; IUGS 1994). Igualmente evitamos el uso de Formación El Peñol, la que yace por encima de la Formación Trincheras y por debajo de la Formación Capotes, y aparentemente se interdigita con la Formación Socotá. (ULLOA *et al.* 1993). Esta unidad no ha sido formalmente descrita, carece de sección tipo y aparentemente es sinónimo del "Miembro Anapoima".

Formación Socotá: Esta unidad está compuesta de base a techo de: (1) areniscas fosilíferas o Miembro Socotá, (2) "shales" grises, (3) lutitas y margas fosilíferas o Miembro Capotes, y (4) el "Horizonte de Esferitas" de HUBACH (1931b; CÁCERES & ETAYO 1969). La sección tipo de la Formación Socotá se encuentra en la vía Anapoima-Apulo (ETAYO-SERNA 1979), y las secciones de referencia para los Miembros Socotá y Capotes se encuentran en la Quebrada Socotá (POLANÍA & RODRÍGUEZ 1978), y la Hacienda homónima en el Municipio de Viotá respectivamente. En este trabajo se elevan al rango de formación ambos miembros (*cf.* MARTÍNEZ 1990; ULLOA *et al.* 1993), y con esto se evita que la Formación Socotá entre en homonimia con el Miembro.

Formación Capotes: Esta unidad está limitada, en la base por el Miembro Socotá, y en el techo por la Formación Hiló (ETAYO-SERNA 1979), incluyendo de esta forma a los miembros "Medio" y Capotes de CÁCERES & ETAYO (1979) y al "Horizonte de Esferitas" de HUBACH (1931b). Tal agrupación resulta práctica desde el punto de vista cartográfico (*cf.* ULLOA *et al.* 1993). En este estudio describimos como sección de referencia la sucesión aflorante en la carretera Guayabal de Síquima-Bituima (Quebrada El Piñal al km. 15.5).

Formación Hiló: Originalmente descrita como Horizonte de Hiló en la vía a Cambao (HUBACH 1931b) es luego ascendida a la categoría de formación (CÁCERES & ETAYO

1969). La Formación Hiló está limitada, en la base por el Miembro Capotes, y en el techo por la unidad de lodochas indenominadas, y su sección de referencia se encuentra en la vía Anapoima-Apulo antes de la terraza de Apulo (ETAYO-SERNA 1979). El límite inferior se localiza en la primera ocurrencia de liditas y porcelanitas. En el presente trabajo describimos la sección de Guayabal de Síquima-Bituima y hacemos referencia a la sección Albán-Sasaima (Fig. 1: sección 4).

Formación Simijaca: Esta unidad de lodochas laminares fue definida y cartografiada en la plancha 190 (Chiquinquirá) entre las Areniscas de Chiquinquirá y la Formación La Frontera (ULLOA & RODRÍGUEZ 1991), y en las planchas 208 (Villega) y 227 (La Mesa), donde yace por encima de la Formación Hiló y por debajo de la Formación La Frontera (ULLOA *et al.* 1993). En este trabajo solo fue posible el levantamiento de pequeños tramos de la unidad (e.g. sección Guayabal de Síquima-Bituima).

Formación La Frontera: Según JULIVERT (1968) el nombre viene de BÜRL & DUMIT (1954), pero HUBACH (1931b) había mencionado anteriormente la cantera La Frontera, Municipio de Albán, de donde se describen las capas silíceas propias de esta unidad. En este trabajo la base de la formación se toma en la primera aparición de calizas o concreciones calcáreas, mientras que su tope se marca por la capa más joven de chert del conjunto superior de la unidad, infrayaciendo la Formación Conejo (*cf.* ETAYO-SERNA 1979). La sección (tipo) de la cantera La Frontera se halla en proceso de degradación y está cubierta en un 80%, por lo cual es necesario designar un neoestratotipo (Artículo 8e de la NASC 1983; IUGS 1994). En la ausencia de una sección completa (i.e. un neoestratotipo), se propone aquí como sección de referencia principal, a la sección compuesta del Río Curí y Anolaima - La Florida. En esta sección, así como en secciones cerca de Mesitas del Colegio (VILLAMIL *et al.* 1993; VILLAMIL & ARANGO 1998), el límite inferior no está bien expuesto.

Formación Conejo: Nombre dado a las lodochas entre las Formaciones San Rafael y Plaeners al este de Tunja (cuadrángulo J-12; RENZONI 1981). En la plancha 227 el nombre de Formación Conejo reemplaza a la unidad de lodochas indenominadas K8 de MARTÍNEZ (1990); su límite inferior está dado por la última capa silícea de la Formación La Frontera (equivalente de la Formación San Rafael), mientras que su límite superior está bajo las arenitas de la Formación Arenisca Dura (ULLOA *et al.* 1993). A pesar de que su límite superior difiere entre las áreas de Tunja (bajo la Formación Plaeners) y La Mesa (bajo la Formación Arenisca Dura), la continuidad cartográfica, su similitud litológica, contenido micropaleontológico y contemporaneidad

TABLA 1
**Nomenclatura Estratigráfica y Equivalencias para el Sistema Cretácico al Oeste
 al Este de la Falla de Bituima**

raneidad son criterios suficientes para extender el nombre a la Plancha 227.

1.3.1.2. El Grupo Guadalupe

Al igual que para el nombre Villeta, HETTNER (1892) definió el piso de las capas de Guadalupe yaciendo en contacto transicional sobre las de Villeta y bajo las de Guaduas. La primera descripción detallada la aportó HUBACH (1958, escrito en 1951), quien postuló la "angostura del río San Francisco de Bogotá, arriba del puente de la carretera de circunvalación" como sección tipo (HUBACH 1957). Sin embargo son las secciones de referencia las que mejor ilustran la sucesión del Grupo Guadalupe, i.e. (1) la vía Bogotá-Choachí en el Páramo del Rajadero (JULIVERT 1962) y, (2) el Cerro del Cable al este de Bogotá (PÉREZ & SALAZAR 1978). En contraste, el Grupo Guadalupe al oeste de la Sabana de Bogotá es poco conocido debido a la falta de documentación. En el concepto moderno de Grupo Guadalupe la base se toma en la primera ocurrencia de arenitas de la Formación Arenisca Dura por encima de las lodosas del Grupo Villeta y su techo en la primera ocurrencia de las lodosas de la Formación Guaduas (PRATT *et al.* 1961). El Grupo Guadalupe es predominantemente arenoso y se divide de base a techo en las Formaciones Arenisca Dura, Plaeners, Arenisca de Labor y Arenisca Tierna (e.g. JULIVERT 1962; RENZONI 1962); su nomenclatura se discute a continuación. Para detalles adicionales sobre la historia del Grupo Guadalupe véase la Tabla 1 de VERGARA & RODRÍGUEZ (1997).

Formación Arenisca Dura: HUBACH (1931a) dividió el piso Guadalupe Superior (actual Grupo Guadalupe) en tres conjuntos; al inferior lo denominó "areniscas duras inferiores" y le asignó una edad senoniana temprana. El Miembro Raizal (PRATT *et al.* 1961), es sinónimo de la Arenisca Dura, y fue utilizado por ETAYO-SERNA (1964) y JULIVERT (1968). RENZONI (1962) en cambio utiliza el nombre de Formación Arenisca Dura, mientras que PÉREZ & SALAZAR (1978) describen la sección de referencia más completa conocida en el Cerro del Cable al este de Bogotá.

Formación Plaeners: Según JULIVERT (1968) el término Plaeners, introducido por HETTNER (1892), fue utilizado por primera vez con sentido estratigráfico por HUBACH (1931) para referirse a las capas arcillosas y líticas de la parte media del actual Grupo Guadalupe. Las secciones de referencia para la Formación Plaeners se describen al este de Bogotá (RENZONI 1962, 1968; PÉREZ & SALAZAR 1978).

Formaciones Arenisca de Labor y Arenisca Tierna: HUBACH (1957) describió inicialmente las Areniscas de Labor y Tierna, la primera de las cuales aparece ilustrada

dentro del nivel de Plaeners del Conjunto Superior de la Formación de Guadalupe (actual Grupo Guadalupe). La Arenisca de Labor es una delgada unidad arenosa que aparece únicamente al este de la Sabana de Bogotá, mientras que la Arenisca Tierna es señalada como la unidad más constante regionalmente del Guadalupe en la Cordillera Oriental (HUBACH 1957). Al oeste de la Sabana, las Areniscas Labor y Tierna solo son separables, - por un nivel de lutitas -, en el escarpe del Salto de Tequendama localizado ligeramente al sur de la plancha 227 (CÁCERES & ETAYO 1969).

1.3.2. Las unidades estratigráficas del lado oeste de la Falla de Bituima

Afloran en el lado oeste de la Falla de Bituima la Formación Lomagorda y el Grupo Olini cuya nomenclatura se discute a continuación:

Formación Lomagorda: La unidad fue definida en la Loma Gorda cerca de Piedras (Tolima) para referirse a la sucesión que suprayace la Formación Hondita e infrayace a la Lidita Inferior del Grupo Olini (DE PORTA 1966). La unidad está compuesta por lutitas con nódulos calcáreos, arenitas y algunas capas de chert. La aplicación del término Formación Lomagorda se ha extendido al Valle Superior del Magdalena con una sección de referencia, cerca de Ataco (Tolima), donde se redefine el estratotipo de límite inferior en la base del conjunto de lutitas de la parte inferior de la formación (VERGARA 1997a). La Formaciones Lomagorda y Hondita han sido agrupadas recientemente con el nombre de Grupo Guaguaquí (RODRÍGUEZ & ULLOA 1994a, b). En el presente trabajo se ilustra la parte más superior de la Formación Lomagorda en la sección La Virgen - El Retiro.

El Grupo Olini: DE PORTA (1965) retiene el nombre Olini, - primero mencionado por PETTERS (1955) -, para agrupar la Lidita Inferior, el Nivel de Lutitas, y la Lidita Superior. El Grupo Olini suprayace a la Formación Lomagorda e infrayace al Nivel de Lutitas y Arenas, y su localidad tipo se encuentra en el camino Piedras - La Tabla (Tolima; DE PORTA 1965). El Grupo Olini junto con su contenido micropaleontológico ha sido descrito en localidades del Valle Superior del Magdalena (e.g. JARAMILLO & YEPES 1994; VERGARA 1997a; MARTÍNEZ *et al.* en revisión). El Grupo Olini se describe aquí en la sección La Virgen - El Retiro, aunque se estudió también la sección de La Sierra - Vianí (sección 9 de la Fig. 1).

2. DESCRIPCION Y EDAD DE LA SUCESIÓN ESTRATIGRAFICA

CONVENCIONES

	Arcillolitas		Caliza		Amonites
	Lodolita calcárea		Limolita silícea		Inocerámidos
	Limolita/lodolita		Lidita		Foraminíferos
	Arenita calcárea		Chert		Restos de peces
	Arenita		Conglomerado		Madera fósil
	Estratificación no paralela discontinua		Bioperturbación baja		Otros bivalvos
	Estratificación ondulosa no paralela		Bioperturbación media		Trigonias
	Estratificación Cruzada		Concreciones silíceas		Escamas
	Laminación paralela continua		Concreciones calcáreas		Radiolarios
	Laminación paralela		Superficie de erosión		Gasteropodos
	Truncamiento angular		Capas lenticulares		Peloides fosfáticos
			Derrumbe sedimentario		pirita

Fig. 2. Convenciones usadas para las columnas estratigráficas.

2.1. La Formación Trincheras en la sección Quebrada El Tigre

Afloran en la Quebrada El Tigre ($X = 1'001.800$, $Y = 952.000$), 320 m de la Formación Trincheras (o Miembro El Tigre de ULLOA *et al.* 1993), la cual consiste de lodolitas no calcáreas de color negro con intercalaciones de calizas bioesparuditas y cuarzoarenitas de grano fino (Fig. 3). Por cortes regionales en la plancha 227 se infiere que 50 m de la parte basal de la Formación Trincheras estarían cubiertos, i.e. infiltrando la sección Quebrada El Tigre. La Formación Trincheras que se divide en tres segmentos con características particulares, así:

Segmento 1: abarca los 20 m inferiores y consiste de arcillolitas y lodolitas no calcáreas y micáceas, de laminación paralela continua a no paralela discontinua seguidas normalmente de cuarzoarenitas de grano fino a sublitoarenitas de grano medio, de laminación ondulosa no paralela, para terminar con calizas bioesparudíticas con abundantes conchas de ostrídeos, trigónidos y árcidos (Lámina 1, Fotos 1-3). Petrográficamente se observan también fragmentos de equinoideos, serpúlidos,

micogasterópodos y foraminíferos bentónicos rotiformes en las calizas (muestra 184903), mientras que en las arenitas se observan fragmentos de roca volcánica junto con cuarzo monocristalino (muestra 184905). Estas sucesiones de facies forman parasecuencias que se repiten cíclicamente (Lámina 1, Foto 1). La presencia de bloques exóticos de hasta 20 cm de diámetro de cuarzoarenita de grano fino inmersos en limolita de cuarzo y deformando ligeramente la laminación ("dropstones", Lámina 1, Foto 2) en los m 6 y 12 (Fig. 2) es un rasgo particularmente conspicuo. La presencia de estos bloques está íntimamente relacionada a la inconformidad del m 6. Petrográficamente es notable la presencia de minerales neoformados: en las calizas se halla moscovita en las márgenes de los serpúlidos y en las arenitas clorita y calcita con claras evidencias de influencia hidrotermal (muestras 184903, 184905).

Segmento 2: Este Segmento, definido entre los m 21 a m 175, consiste de arcillolitas y lodolitas no calcáreas, con delgadas intercalaciones de limolitas de cuarzo y de calizas biomicríticas. Las arcillolitas y lodolitas presentan laminación paralela continua a no paralela discontinua, con

concreciones silíceas sinsedimentarias esféricas a oblongas, con diámetros máximos de 10 a 20 cm. Dichas concreciones contienen ocasionalmente fragmentos de bivalvos y evidencias de bioperturbación. Las lodoletas se presentan en capas muy delgadas de aspecto nodular, son silíceas y ocurren en ocasiones en forma rítmica, por ejemplo entre los m 43 a 54 (Fig. 3; Lámina 1, Foto 3), separadas más o menos cada 7 cm. Las biomicritas ocurren en capas delgadas a medianas, con laminación interna ondulosa no paralela, bioperturbación, bivalvos y ocasionalmente (m 64), guijos de micrita de hasta 7 cm de diámetro. Petrográficamente las calizas son de textura "rudstone" o biomicritas ligeramente arenosas, en las que ocurren grandes fragmentos de bivalvos, microgasterópodos, fragmentos de equinoideos y foraminíferos bentónicos rotaliformes. Es marcada en este segmento la acción hidrotermal sobre las calizas particularmente (muestras 184907, 184912).

Segmento 3: Ocurre entre los m 176 a m 325. El 85% de este segmento está cubierto; sin embargo es notable la ocurrencia de cuarzoarenitas de grano fino a medio, en capas medianas a gruesas, de estratificación paralela ondulosa a lenticular (Lámina 1, Foto 5). También ocurren arcillolitas no calcáreas, con muy delgadas intercalaciones de limolita de cuarzo y cuarzoarenita de grano fino, con estratificación ondulosa no paralela y laminación interna no paralela discontinua. Tan sólo se observaron 2 capas de caliza aren-arcillosa, de estratificación media (bioesparudititas), donde abundan los fragmentos de bivalvos recristalizados y ocurren escasos foraminíferos rotaliformes.

De La Formación Trincheras se reportan las amonitas *Heinzia* sp., *Pseudohaploceras* sp., *Heminautilus etheringtoni* y *Cheloniceras* sp., asignadas al Barremiano - Aptiano inferior (CÁCERES & ETAYO 1969). Las muestras colecciónadas en este trabajo, con fines micropaleontológicos, resultaron estériles. Sin embargo, en sección delgada se hallaron foraminíferos bentónicos rotaliformes.

2.2. Unidad de lodoletas K2 en la región del Tequendama

Por cortes regionales, se asume un espesor de 600 m para la unidad de lodoletas K2. La unidad consiste de arcillolitas laminadas gris oscuro a café rojizo oscuro por meteorización; es no calcárea y comúnmente físil. Ocasionalmente presenta concreciones silíceas oblongas de 1 a 5 cm de diámetro, algunas de las cuales contienen moldes de bivalvos. Al techo de la unidad (inmediatamente bajo la Formación Socotá), ocurren bioesparitas, intrabioesparitas y pelmicritas, con abundantes restos de moluscos, equinoideos y briozoos, y terrígenos como gra-

nos de cuarzo monocrystalino y fragmentos de roca volcánica ácida; en mucha menor proporción ocurren granos de cuarzo policristalino (muestras 184916 y 184917).

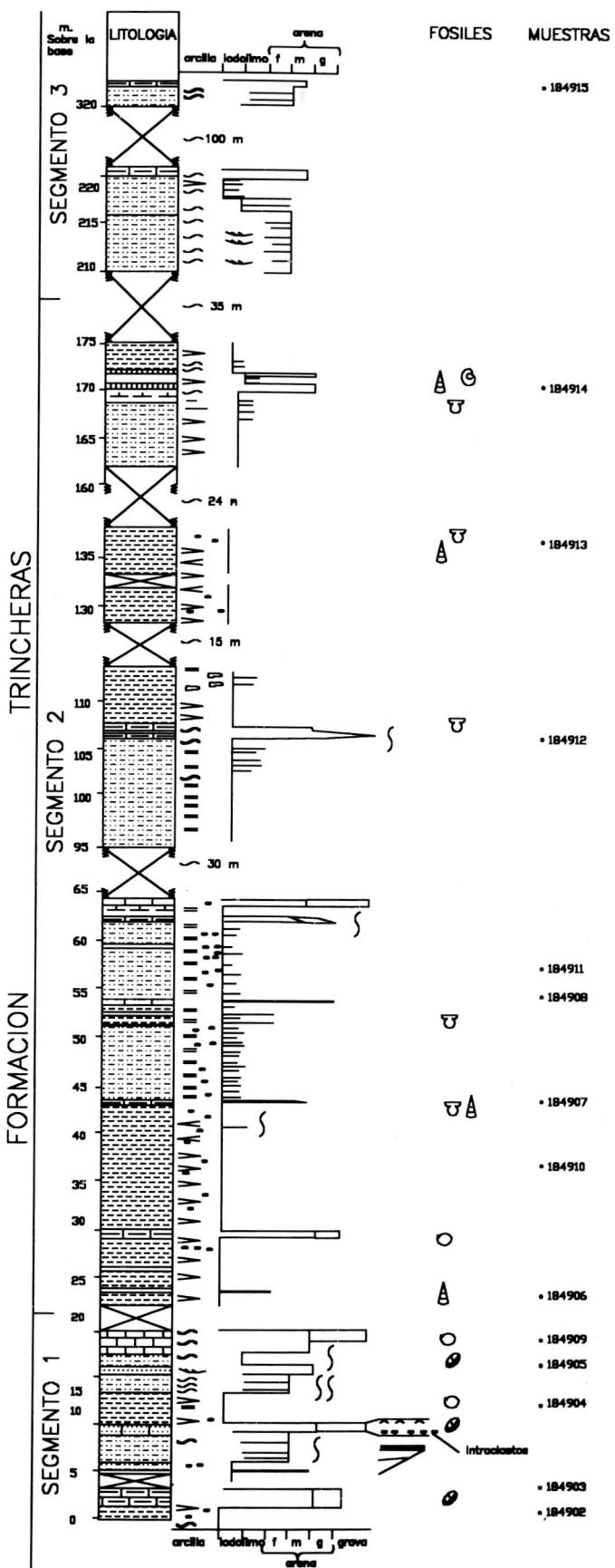
2.3. La Formación Socotá (Kis) en la sección Alto Ojo de Agua - Quipile

En la sección Alto Ojo de Agua - Quipile ($X = 1'037.000$, $Y = 995.000$; Fig. 4), aflora la Formación Socotá, con un espesor de 255 m, divisible en 3 segmentos, así:

Segmento 1: Comprende los 120 m inferiores (m 30 a m 150, Fig. 4), de lodoletas calcáreas laminadas negras con muy delgadas intercalaciones de limolitas de cuarzo (calcáreas), y cuarzoarenitas de grano fino y cemento calcáreo. La laminación varía de paralela en la base a ondulosa en el techo, con el incremento en el contenido de arenitas. Hacia la base ocurren delgadas capas de caliza (algunas veces lenticulares), al igual que concreciones micríticas. Fósiles (amonites y restos de peces) fueron hallados normalmente al tope de ciclos granocrecientes, los cuales son del orden de los 10 m de espesor, como se observa por ejemplo entre los m 60 y 66 (Lámina 1, Foto 6, y Lámina 2, Fotos 1-3); mientras que turboglifos (?) fueron hallados en el m 75. Las calizas son intrabioesparitas arenosas ("grainstones") con abundantes restos de moluscos y equinoideos y con intraclastos de biomicrita; el cuarzo es angular y monocrystalino principalmente, de tamaño arena muy fina o fina (muestra 184921).

Segmento 2: Ocurre entre el m 151 al m 270 (Fig. 4), y consta de cuarzoarenitas de grano muy fino a medio, con cemento calcáreo, en capas muy delgadas a gruesas, con láminas onduladas de lodoletas a limolitas de cuarzo calcáreas. Dichas facies se agrupan en ciclos granocrecientes (Lámina 1, Foto 6; Lámina 2, Fotos 1-3). Se encuentran fósiles de amonites, restos de troncos (Lámina 2, Foto 5) y hojas carbonizadas, tanto en las concreciones calcáreas como al final de cada ciclo (como en el segmento 1). Las concreciones son generalmente sinsedimentarias (deformando la laminación), calcáreas, a veces piritosas y de forma esférica, con diámetros < 15 cm. Las cuarzoarenitas están compuestas de cuarzo monocrystalino principalmente, los granos son angulares y están invariablemente corroídos por el cemento calcáreo (muestra 184929).

Segmento 3: Delimitado entre el m 270 al m 300 (Fig. 4), el segmento 3 consta de lodoletas calcáreas laminadas negras con escasas y delgadas intercalaciones de cuarzoarenitas de grano fino, calcáreas y conglomerados con clastos de cuarzo < 5 mm de diámetro (Lámina 2, Foto



4), fragmentos de ammonites y moluscos, unidos con cemento calcáreo. La superficie inferior del conglomerado es erosiva. En este segmento ocurren concreciones calcáreas sinesedimentarias, con diámetros <25 cm.

Las zonas de ammonitas *Stoyanowiceras treffryanus*, *Dufrenoya sanctorum* y *Parahoplites (?) hubachi* - *Acanthohoplites (?) leptoceratiforme*, determinadas en la Formación Socotá sugieren una edad Aptiano tardío (ETAYO-SERNA 1979). Se hallaron aquí foraminíferos planctónicos indeterminados (e.g. Lámina 2, Foto 6).

2.4. La Formación Capotes en la sección Guayabal de Síquima-Bituima

En la carretera Guayabal de Síquima-Bituima entre la Quebrada El Piñal y el km. 15.5 (X = 1'031.500, Y = 952.250) afloran 550 m de la Formación Capotes. Esta sección la proponemos aquí como sección de referencia. La Formación Capotes está constituida en la base por lodo calcáreas, laminadas, color negro, y hacia el techo por arcillolitas lodosas, no calcáreas y capas medias a delgadas de caliza concrecional y concreciones micríticas de diferentes tamaños (5 cm a 3 m). La laminación es invariablemente paralela; turboglifos de dirección N-S ocurren en la superficie inferior de las capas basales. En el m 250 se presenta un ligero cambio litológico, pasando de lodo calcáreas "tipo Socotá" a lodo calcáreas "tipo Hiló". Las primeras son de color gris oscuro a negro, se parten comúnmente en hojuelas de <1 cm, son calcáreas y presentan cristalitos de yeso (probablemente diagenético); las segundas en cambio, son de color gris medio, se parten comúnmente en hojuelas > 1 cm, son calcáreas a no calcáreas y micáceas.

La zona de ammonitas *Douvilleiceras solitae* - *Neodeshayesites columbianus*, determinada en el Miembro Capotes sugiere una edad Albiano temprano (ETAYO-SERNA 1979).

2.5. La Formación Hiló en la sección Guayabal de Síquima - Bituima

La Formación Hiló en esta sección tiene un espesor de 450 m y está limitada en la base por limolitas silíceas y en el techo por lodo calcáreas negras. La unidad es separable en tres segmentos que

Fig. 3. Columna estratigráfica de la Formación Trincheras en la Quebrada El Tigre (San Joaquín).

morfológicamente dan dos altos topográficos (m 560 a m 700 y m 760 a m 1040, Fig. 5) separados por un estrecho valle (m 700 a m 760, Fig. 5). A continuación se describen los segmentos así:

Segmento 1: (m 560 a m 760): Consta de lodoletas calcáreas, a veces ligeramente silíceas, con laminación paralela. Dos capas muy gruesas de micrita negra ocurren en los m 654 y m 670, mientras que *Inoceramus* sp. e impresiones de amonites ocurren hacia la base (m 560, Fig. 5).

Segmento 2: (m 761 a m 900): Consta de lodoletas calcáreas y lítitas de color negro, con laminación paralela. En el m 890 ocurren capas de chert de estratificación muy delgada hasta media, con planos ondulosos no paralelos (Lámima 3, Foto 1). Capas medias a gruesas de calizas biomicríticas, con estratificación lenticular, de aspecto concrecional, ocurren intercaladas a lo largo de todo el segmento. Como estructuras notables ocurren brechas, aparentemente sinsedimentarias, y pequeños pliegues que sugieren deslizamientos sinsedimentarios (m 810; Lámima 3, Foto 2). En los niveles silíceos se observan abundantes especímenes de foraminíferos planctónicos disueltos y rellenos de calcita y/o sílice, inmersos en una matriz de sílice amorfa o arcillosa, rica en materia orgánica (e.g. Lámima 3, Fotos 4 y 5).

Segmento 3: (m 901 a m 1034): Consta de lodoletas calcáreas, ligeramente silíceas a la base; son laminadas y contienen algunas concreciones micríticas y capas de caliza lenticular (m 950; e.g. Fig. 5) en capas medias a gruesas con impresiones de amonitas.

Las amonitas *Oxytropidoceras* sp. y géneros relacionados han sido reportados en la Formación Hiló (e.g. ETAYO-SERRA 1979). Abundantes especímenes de *Oxytropidoceras* sp. (Lámima 3, Foto 3) al igual que inocerámidos, y escasos especímenes del cirrípedo *Loricula* sp. -como epibionte sobre amonites- se observaron a lo largo de la carretera Albán - Sasaima, donde afloran 150 m de la Formación Hiló (MARTÍNEZ 1990). Como microfósiles son abundantes los foraminíferos planctónicos, disueltos, y rellenos por sílice y/o calcita microcristalina, y escasos radiolarios tanto nasseláridos como espumeláridos. La matriz de las lodoletas silíceas consiste de materia orgánica y sílice amorfa (muestras 184829, 184836). Los moldes de los foraminíferos planctónicos se han identificado como *Rotalipora reicheli* (muestra 184878; Lámima 3, Fotos 4 y 5), *R. micheli* y *Praeglobotruncana stephani* (muestra 184879). Aunque el biocrón de *R. reicheli* restringe la zona del mismo nombre ("taxon range zone"; CARON 1985), su rango alcanza la zona de *R. cushmani* (STOCK 1994), es decir todo el Cenomaniano. Por su parte,

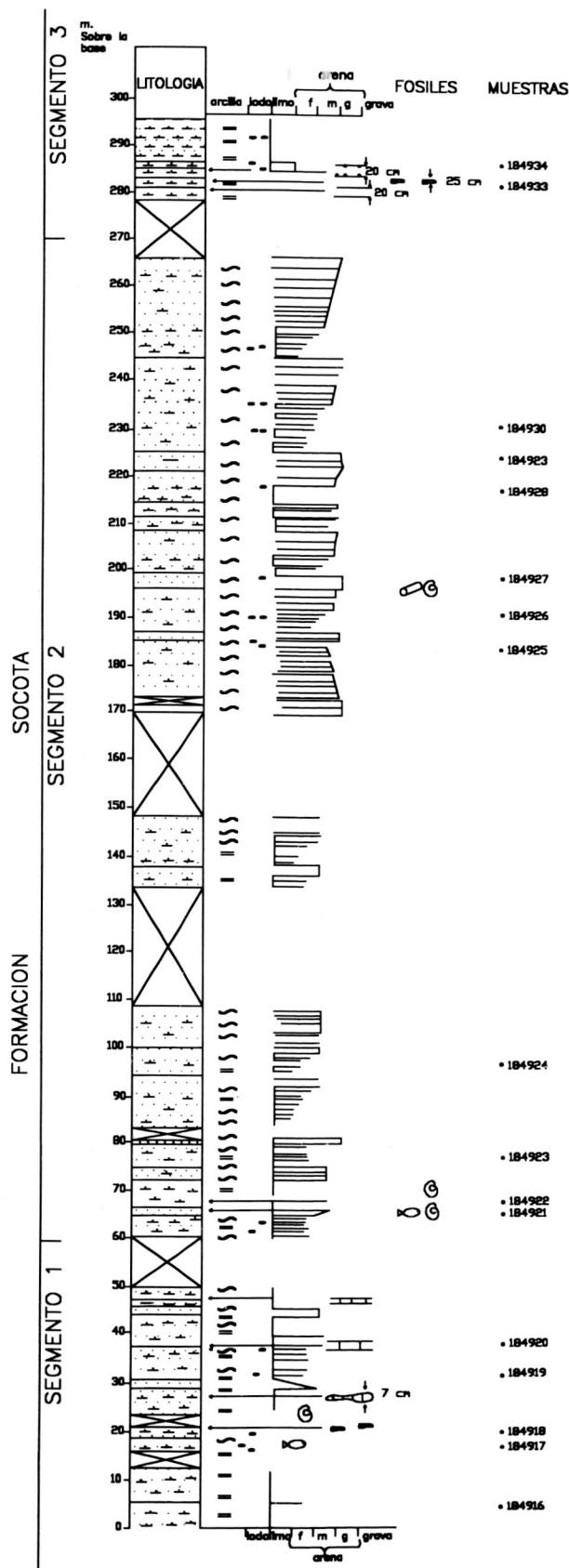
el biocrón de *R. micheli* alcanza la zona de *R. appeninica* del Albiano tardío en su parte más alta, hasta la subzona de *R. greenhornensis* de la zona de *R. cushmani*, del Cenomaniano temprano (cf. SLITER 1989).

Debido a que el rango bioestratigráfico de las especies antes mencionadas cubre tres zonas del Cenomaniano temprano, es de suponer que la edad de la mitad superior de la Formación Hiló es probablemente Cenomaniano temprano. La edad cercana al límite Albiano-Cenomaniano se aplica en particular al segmento lítítico de la Formación Hiló, debido a la ocurrencia común en varias secciones de *R. reicheli*. Hasta el momento se restringía la edad de la Formación Hiló al Albiano medio a tardío, con base en la ocurrencia de la amonita *Oxytropidoceras* sp. (BÜRGL 1957). Es posible, sin embargo, que los biocrones conocidos de los taxones de amonitas o de foraminíferos mencionados aquí se extiendan en el norte de Suramérica, más allá de sus límites conocidos.

2.6. La Formación Simijaca al oeste de Bogotá

En la ausencia de una sección continua, tan solo se levantaron pequeños tramos de la Formación Simijaca en la plancha 227 (e.g. sección Guayabal de Síquima - Bituima, Fig. 5). El espesor de la unidad en el área es de ca. 800 m, y consiste de arcillolitas laminadas, color negro a gris oscuro. Su base está marcada por la primera aparición de arcillolitas gris medio, laminadas, no calcáreas y micáceas, mientras que su techo (inmediatamente debajo de la Formación La Frontera), se caracteriza por la presencia de limolitas de cuarzo a cuarzoarenitas de grano medio a grueso, con laminación ondulosa paralela a no paralela, bioperturbación y moldes de bivalvos (Lámima 3, Foto 6; Lámima 4, Fotos 1 y 2). En cercanías de La Mesa, hacia la base de la unidad, ocurren intercalaciones de limolitas de cuarzo. También ocurren ciclos granodecrescentes que comienzan con limolitas de cuarzo con bases erosivas y bioclastos (moldes) que, hacia el tope, pasan transicionalmente a lodoletas de laminación paralela y ondulosa. Se hallaron fósiles de *Turritella* sp. y concreciones de óxidos de hierro con un diámetro <30 cm. Las limolitas basales son arcillosas y del tipo lítico, con fragmentos de roca totalmente sericitizados y cloritizados (aparentemente por acción hidrotermal, e.g. muestra 184884).

La parte media e inferior de la Formación Simijaca consiste de arcillolitas a lodoletas laminadas en las que son frecuentes escamas de peces y en menor proporción impresiones de pequeños bivalvos, amonitas, y fragmentos de crustáceos, y muy excepcionalmente impresiones de hojas (e.g. en Tena). Diversos autores (HUBACH 1957, entre otros) señalan la presencia de una capa de caliza con *Exogyra squamata* 50 m bajo la Formación La Frontera.



De esta capa sólo se hallaron grandes rodados de biomicrita gris a lo largo de la Quebrada Honda (Tena).

En este estudio se determinaron algunos bivalvos como *Exogyra* sp, *Ostrea* sp y *Pecten* aff. *tenouklensis*? y tan solo en algunas muestras foraminíferos planctónicos del género *Hedbergella* sp. La edad sugerida para la Formación Simijaca es Albiano tardío - Cenomaniano (ETAYO-SERNA 1979). Sin embargo, con base en el hallazgo de *Rotalipora* sp. en la Formación Hiló (véase la sección 2.5), favorecemos una edad Cenomaniano (en parte), edad que está de acuerdo con dataciones previas, i.e. VILLAMIL & ARANGO (1998).

2.7. La Formación La Frontera en las secciones Río Curí y Anolaima - La Florida

La sección de referencia compuesta para la Formación La Frontera aflora en las secciones: (1) Río Curí (cruce con la carretera Anolaima - Quipile; X = 1'021.430, Y = 958.300), y (2) carretera Anolaima - La Florida (X = 1'018.000, Y = 958.300). En la segunda sección afloran los últimos metros de cuarzoarenitas y arcillolitas de la Formación Simijaca y los 20 m superiores de la Formación La Frontera (segmento 3 de la sección del Río Curí), mientras que en la primera sección aflora la parte baja de la Formación La Frontera. Se estima que 38 m correspondientes al contacto inferior de la Formación La Frontera con la infrayacente Formación Simijaca estarían cubiertos en la sección Anolaima - La Florida. Como elemento de correlación entre las dos secciones se tomó la capa de micrita aflorante en el m 43 de la sección del Río Curí.

Los 16 m más superiores de la Formación Simijaca (en la sección Anolaima - La Florida) se caracterizan por la presencia de Iodolitas no calcáreas y sublitoarenitas de grano medio a grueso de color amarillo rojizo (por meteorización). La laminación en las primeras es paralela mientras que en las segundas es ondulosa no paralela. Los moldes de bivalvos son comunes tanto en las Iodolitas como en las arenitas, mientras que la bioperturbación es solo evidente en las últimas. La Formación La Frontera es dividida aquí en 3 segmentos (Fig. 6), así:

Segmento 1: (m 0 a m 24 de la sección Río Curí): Consta de base a tope de Iodolitas calcáreas de color negro café, de laminación paralela continua y solo muy localmente laminación cruzada (Lámina 4, Foto 3). Intercaladas ocurren capas medianas a delgadas de caliza

Fig. 4. Columna estratigráfica de la Formación Socotá en la sección Alto Ojo de Agua - Quipile.

biomicrítica, de geometría lenticular; lodoletas calcáreas laminadas con concreciones gigantes (<1,2 m de diámetro; Lámina 4, Foto 5), micríticas, sinsedimentarias y de forma oblonga. Siguen lodoletas calcáreo-silíceas y lodoletas laminadas calcáreas con micrita lenticular. Concreciones sinsedimentarias, micríticas, de pequeño diámetro (<20 cm) y forma variable (subesféricas, reniformes y rara vez cilíndricas), son comunes a lo largo de todo el segmento. Como fósiles predominan los foraminíferos planctónicos, mientras que inocerámidos de pequeño diámetro están mal preservados y solo ocurren hacia la base.

Segmento 2 (m 25 a m 36 de la sección Río Curí): Esta compuesto de cherts de color negro, en capas delgadas a muy delgadas y medias, de estratificación ondulosa no paralela (Lámina 4, Foto 4). La laminación interna a cambio, es casi invariablemente paralela continua o solo ligeramente ondulosa. Concreciones micríticas de pequeño diámetro ocurren ocasionalmente. Los foraminíferos planctónicos están llenos de esparita y de pirita framboidal, minerales que también ocurren dentro de la "matriz" arcillosa de la roca (Lámina 4, Foto 6).

Segmento 3 (m 37 a m 65 de las secciones Río Curí y Anolaima - La Florida): Hacia la base son comunes las lidoletas y las lodoletas calcáreo-silíceas, de estratificación en capas delgadas a muy delgadas, paralelas y con laminación interna paralela continua. El color es negro a café por efectos de la meteorización. En el m 43, ocurre una capa media de caliza micrítica, mientras que concreciones "gigantes" ocurren en el m 40 y pequeñas a lo largo de todo el segmento. La parte superior del segmento 3, en la sección Anolaima - La Florida, consta de lodoletas calcáreas, arcillolitas no calcáreas y limolitas ligeramente silíceas. La laminación paralela es un rasgo constante, mientras que el carácter silíneo solo se presenta hacia la base. Concreciones pequeñas de pirita son comunes. Inocerámidos, amonitas y foraminíferos planctónicos son los fósiles más comunes.

La zona de *Mammites nodosoidesappelatus* - *Franciscoites suarezi*, de edad Turoniano temprano, fue propuesta para la asociación de ammonitas de la Formación La Frontera (ETAYO-SERRA 1979). El límite Cenomaniano - Turoniano en la parte inferior de la Formación La Frontera, es establecido con base en las ammonitas *Vascoceras barcoisence exile* y *Wrightoceras munieri*, y la aparición masiva del foraminífero *Heterohelix globulosa*, en la sección Mesitas del Colegio (VILLAMIL & ARANGO 1998). En el presente estudio reportamos para la parte baja de la formación los foraminíferos planctónicos: *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella baltica* y *Heterohelix globulosa* (=reussi), asociación que soporta la

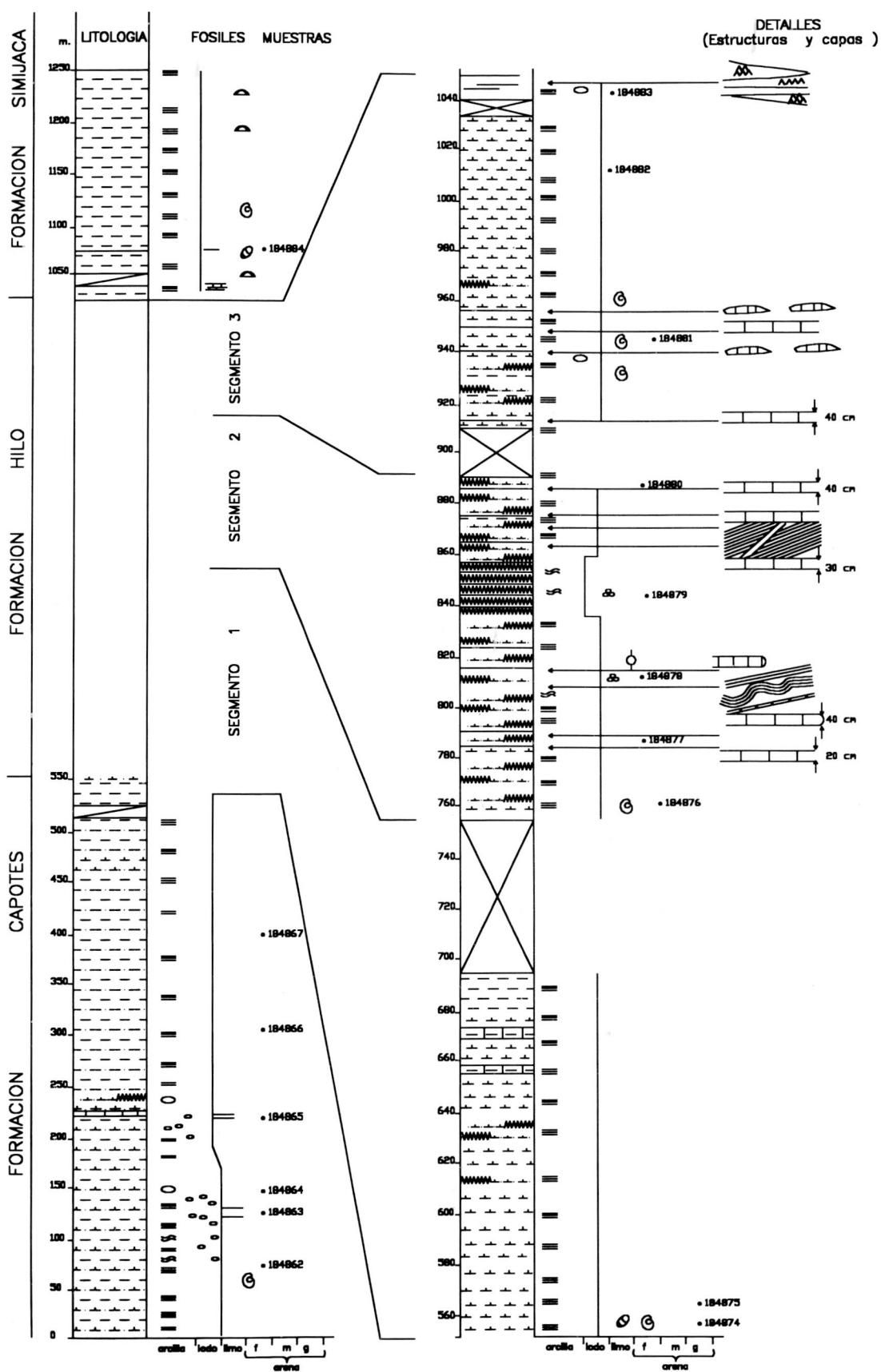
edad Turoniano. En la parte alta de la Formación La Frontera y en muchas localidades a lo largo de la Plancha 227 se hallaron impresiones del bivalvo *Didymotis roemerii variabilis*, al que se atribuía una edad Coniaciano medio (BÜRGL 1957), pero que por su asociación con las faunas fósiles reportadas arriba debe extenderse por lo menos hasta el Turoniano temprano.

2.7. La Formación Conejo en la Quebrada Nemicé (San Francisco)

Buena parte de la Formación Conejo aflora a lo largo de la Quebrada Nemicé ($X = 1'036.850$, $Y = 979.850$; San Francisco). Afloran allí los 370 m inferiores de un total de 400 m (HERNÁNDEZ 1990). El límite inferior se localiza en la última capa silícea de la Formación La Frontera, mientras que su límite superior se localiza en las primeras cuarzoarenitas de la Formación Arenisca Dura. La Formación Conejo se caracteriza, de base a techo, por una sucesión de arcillolitas y lodoletas laminadas, comúnmente calcáreas, color gris medio, en las que ocurren concreciones micríticas de diámetros <20 cm, seguidas de arcillolitas laminadas no calcáreas (Lámina 5, Fotos 1 y 2) con intercalaciones de limolitas de cuarzo y cuarzoarenitas de grano fino a medio (Lámina 5, Foto 2). La laminación es comúnmente ondulosa, no paralela, discontinua, aunque la presencia de madrigueras de *Thalassinoides* sp. es frecuente. Hacia la parte media de la unidad ocurren capas medianas a muy gruesas de caliza biomicrítica de aspecto nodular, mientras que hacia el techo aumentan las intercalaciones de cuarzoarenitas de grano medio a fino, limolitas de cuarzo con peloídes fosfáticos, y lodoletas ocasionalmente calcáreas.

En este estudio se determinaron los foraminíferos planctónicos: *Marginotruncana sinuosa*, *M. aff. schneegansi*, *Concavatotruncana* (=Dicarinella) *concavata*, *Whiteinella archeocretacea*, *W. inornata* y *W. báltica*. La asociación es indicativa del Coniaciano (CARON 1985). En la zona de Villa de Leyva, ETAYO-SERRA (1979) asignó una edad Turoniano - Santoniano para la Formación Conejo. Según este autor, el Miembro Cuaita intermedio es del Coniaciano temprano, con base en ammonitas (*Peroniceras*, entre otras) y el conjunto superior Santoniano temprano, con base en *Lenticeras baltai*. TCHEGLIAKOVA & PÉREZ (1995) reportan del Miembro Cuaita una rica asociación de foraminíferos planctónicos, especialmente *Concavatotruncana* (=Dicarinella) *concavata* y *C. asymmetrica*, los que en concurrencia indican una edad Coniaciano tardío.

Fig. 5. Columna estratigráfica de la Formación Hiló y parte de las Formaciones Capotes y Simijaca en la sección Guayabal de Síquima - Bituima.



2.8. La Formaciones Arenisca Dura y Plaeners en la sección de Subachoque - Tabio

En la sección Subachoque - Tabio ($X = 1'037.400$, $Y = 995.800$; Fig. 7) la Formación Arenisca Dura aflora en su totalidad, con un espesor de 250 m. Su base está marcada por la primera aparición de capas potentes de cuarzoarenita, inmediatamente encima de las lodoletas de la Formación Conejo. Las cuarzoarenitas son de grano fino, buena redondez y alta madurez textural y composicional; ocurren en capas de espesor variable y son de geometría lenticular a plano paralelo (Lámina 5, Foto 3). Intercaladas ocurren limolitas de cuarzo, ligeramente silíceas, de estratificación delgada a muy delgada. La laminación es ondulosa no paralela, a veces cruzada, y afectada por bioperturbación. En el m 145 se halló estratificación cruzada tipo "hummocky" (ondulitas con longitud de onda de 2 m), mientras que en los m 5, m 44 y m 237 se hallaron superficies de reactivación. Por último hacia la base ocurren restos de peces (moldes), peloídes fosfáticos y en el m 55 moldes de bivalvos.

La presencia de la amonita *Peroniceras (Gauthiericeras) bajavaricum* en la Formación Arenisca Dura es discutida por ETAYO-SERNA (1964), quien sugiere una edad Coniaciano - Campaniano para la unidad. En la ausencia de una asociación fósil indicativa del Campaniano, la Arenisca Dura era consideraba restringida a este piso (e.g. PRATT *et al.* 1961; PÉREZ & SALAZAR 1978). Recientemente las asociaciones palinológicas halladas en la Formación Arenisca Dura y la Formación Areniscas de San Antonio, - equivalente estratigráfico en el Piedemonte Llanero -, han permitido confirmar una edad campaniana temprana (GUERRERO & SARMIENTO 1996; VERGARA & RODRÍGUEZ 1997).

De la Formación Plaeners tan solo afloran los 20 m inferiores en la sección Subachoque - Tabio (Fig. 7). Afloran aquí loiditas con delgadas intercalaciones de lodoletas y arcillolitas laminadas, comúnmente silíceas, con abundantes foraminíferos bentónicos del género *Siphogenerinoides*. La bioperturbación es escasa a nula y la laminación paralela continua es un rasgo constante. El espesor total de la Formación Plaeners en la plancha 227 es de 100 m.

Las amonitas *Nostoceras aff. stantoni aberrans*, *Ostrea testicosta* y los foraminíferos *Siphogenerinoides* sp. han sido reportadas de la sección Tabio - Chia, donde aflora un nivel de 35 m de lodoletas silíceas equivalente a la Formación Plaeners (nivel M1; BÜRGEL 1955). A tal asociación se asigna una edad Maastrichtiano temprano (BÜRGEL 1955). Tal edad parece aplicarse también al este de Bogotá (Cerro del Cable) donde ocurre una asociación fósil similar (PÉREZ & SALAZAR 1978). En la sección de Tausa ocurren las amonitas *Nostoceras liratum*, *Exiteloceras jenneyi* y *Libycoceras* sp., y el dinoflagelado *AndalusIELLA polymorpha*

en la Formación Plaeners Inferior, que sugieren una edad Campaniano tardío - Maastrichtiano temprano (FÖLLMI *et al.* 1992). Se trata sin embargo, de una Formación Plaeners excepcionalmente espesa (270 m), cuya contemporaneidad con otras secciones aún no ha sido establecida. La determinación de *Siphogenerinoides ewaldi* en este estudio, - también reportada en la Formación Plaeners de la sección de Tausa (Martínez 1995) -, sugeriría una edad Campaniano tardío para la unidad en la plancha 227 (cf. FÖLLMI *et al.* (1992). Dataciones palinológicas de la Formación Lodoletas de Aguacaliente, equivalente de la Formación Plaeners en el Piedemonte Llanero, permiten trazar el límite Campaniano-Maastrichtiano con mayor precisión (VERGARA & RODRÍGUEZ 1997). Por lo tanto, se sugiere que la Formación Plaeners en la zona de la plancha 227 contiene también el límite Campaniano - Maastrichtiano.

2.9. Las Formaciones Arenisca de Labor y Arenisca Tierna en la Quebrada Nemicé

El límite inferior de las Formaciones Arenisca de Labor y Tierna está marcado por la primera ocurrencia de arenitas sobre las loiditas de la Formación Plaeners mientras que su techo está dado por la primera ocurrencia de arcillolitas de la Formación Guaduas. El espesor estimado en la Quebrada Nemicé para las Formaciones Arenisca de Labor y Tierna es de 147 m (HERNÁNDEZ 1990). Litológicamente se caracteriza por cuarzoarenitas de cuarzo de grano fino a medio, en capas medias a gruesas y geometría lenticular. Intercalaciones de lodoletas y limolitas de cuarzo, a veces silíceas, ocurren esporádicamente. La bioperturbación es un rasgo constante, e.g. *Thalassinoides* y *Arenicolites*.

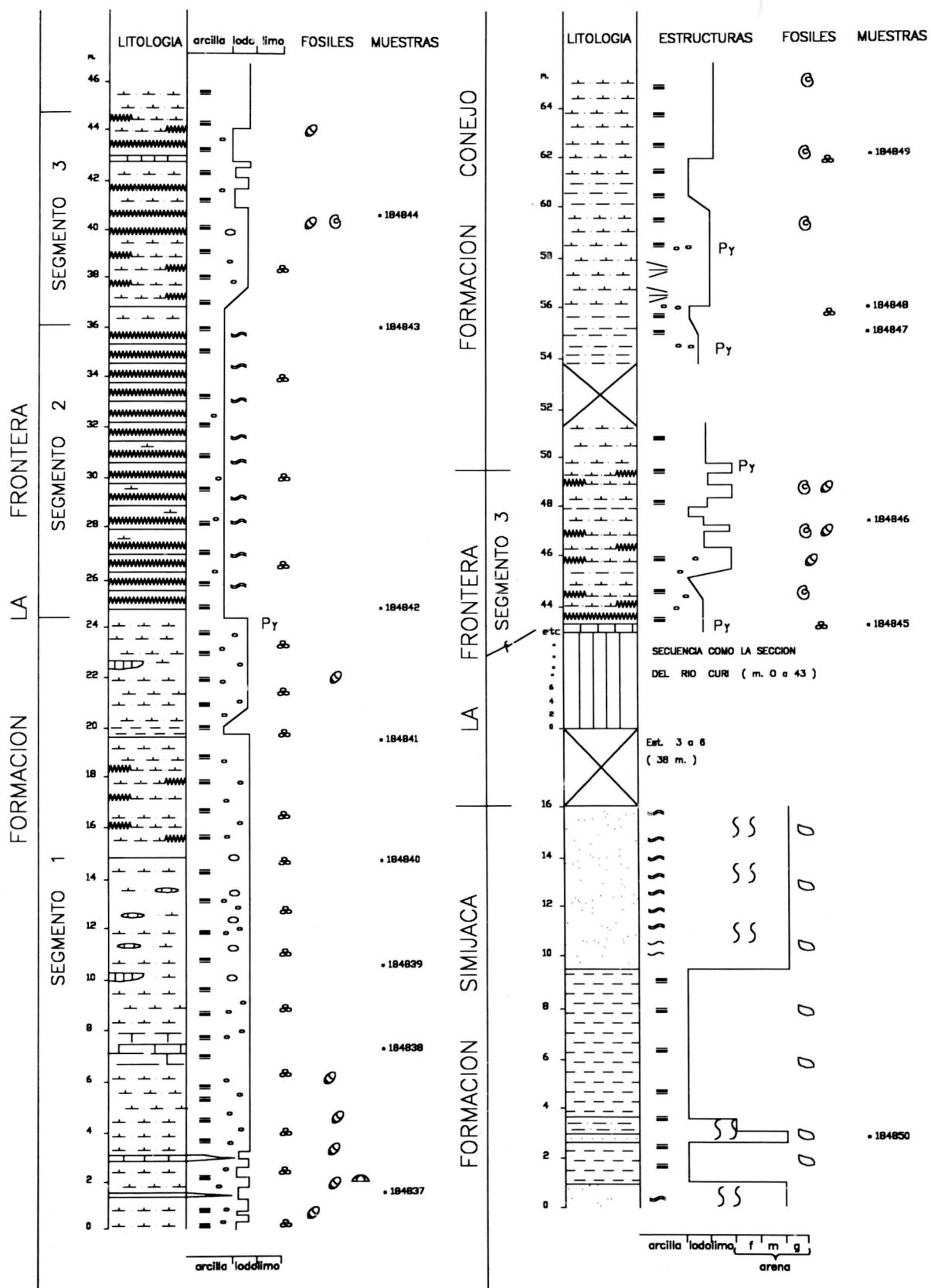
La Formación Arenisca de Labor se ha asignada al Maastrichtiano temprano con base en la ocurrencia de la amonita *Sphenodiscus* sp., y los bivalvos *Cyprineria* cf. *coonenensis* y *Tellina equilateralis* entre otros (e.g. UJUETA 1962; PÉREZ & SALAZAR 1978). La edad maastrichtiana de la Arenisca Tierna es discutida por ETAYO-SERNA (1985), SARMIENTO (1992) y VERGARA & RODRÍGUEZ (1997).

2.10. La Formación Lomagorda y el Grupo Olini en la sección La Virgen - El Retiro

La Formación Lomagorda comienza con 20 m de loiditas negras en capas delgadas, con intercalaciones de lodoletas calcáreas negras y caliza micrítica en menor proporción (VERGARA 1997a). En la sección de La Virgen - El Retiro (X

→

Fig. 6. Columna estratigráfica de la Formación La Frontera en el Río Curí (izquierda) y Anolaima - La Florida (derecha). En esta última se ilustra la parte superior de la Formación Simijaca, el Segmento 3 de La Frontera y la parte inferior de la Formación Conejo.



= 1'007.000, Y = 944.300; Fig. 8), afloran 140 m de la parte superior de la unidad, la cual consiste de lodoletas calcáreas, negras, laminadas, con concreciones calcáreas a calcáreo-silíceas, de forma lenticular e intercalaciones de micritas fosilíferas en la parte inferior (Lámina 5, Foto 3). Como fósiles son comunes foraminíferos planctónicos, impresiones de inocerámidos, ammonitas, otros bivalvos y restos de peces (Lámina 5, Fotos 5 y 6).

Las ammonitas *Barroisiceras subtuberculatum* y *Prionocycloceras guayabanum* entre otras, fueron coleccionadas de la sección Girardot - Nariño, y se les atribuye una edad Coniaciano (BÜRGEL & DUMIT 1954). Tal datación ha sido corroborada, para el Valle Superior del Magdalena-, con base en la ocurrencia de los foraminíferos planctónicos *Concavatotruncana concavata*, *Marginotruncana sinuosa*, *Whiteinella baltica* y *Heterohelix globulosa* entre otros (VERGARA 1997a; MARTÍNEZ *et al.* en revisión). En este estudio se determinaron *Heterohelix globulosa* y *Hedbergella* sp., foraminíferos planctónicos que no permiten confirmar esta edad en la plancha 227.

La Formación Lidita Inferior aflora parcialmente en la sección La Virgen - El Retiro (Fig. 8), donde se infiere un espesor de 60 a 150 m, y sus límites están cubiertos. La unidad se compone de capas muy delgadas de chert, liditas y limolitas de cuarzo muy silíceas, con predominio del primer tipo litológico. La laminación es no paralela ondulosa, originada posiblemente por cambios diagenéticos de radiolarios a sílice criptocristalina (*cf.* DECKER 1992). Los moldes de foraminíferos son abundantes, se encuentran pobremente preservados y en ellos es notable la ausencia de carbonato de calcio (Lámina 6, Foto 1).

El Nivel de Lutitas, al igual que con la Formación Lidita Inferior aflora parcialmente en la sección La Virgen - El Retiro (Fig. 8). Los 25 m superiores del Nivel de Lutitas consisten de base a techo de limolitas de cuarzo y lodoletas calcáreas, micáceas y ligeramente silíceas, con intercalaciones muy gruesas de cuarzoarenita. Luego afloran calizas lodosas, color negro café a veces ligeramente silicificadas, con concreciones sinsedimentarias, las cuales en ocasiones son de composición micrítica o micritá-sílice. Se observan restos de peces, al igual que abundantes foraminíferos bentónicos (bulimínidos, nodosáridos y rotálicos), algunos planctónicos no quillados, y escasos ostrácodos y radiolarios (Lámina 6, Foto 2).

La Formación Lidita Superior en la sección La Virgen - El Retiro (Fig. 8), consta de tres segmentos, así:

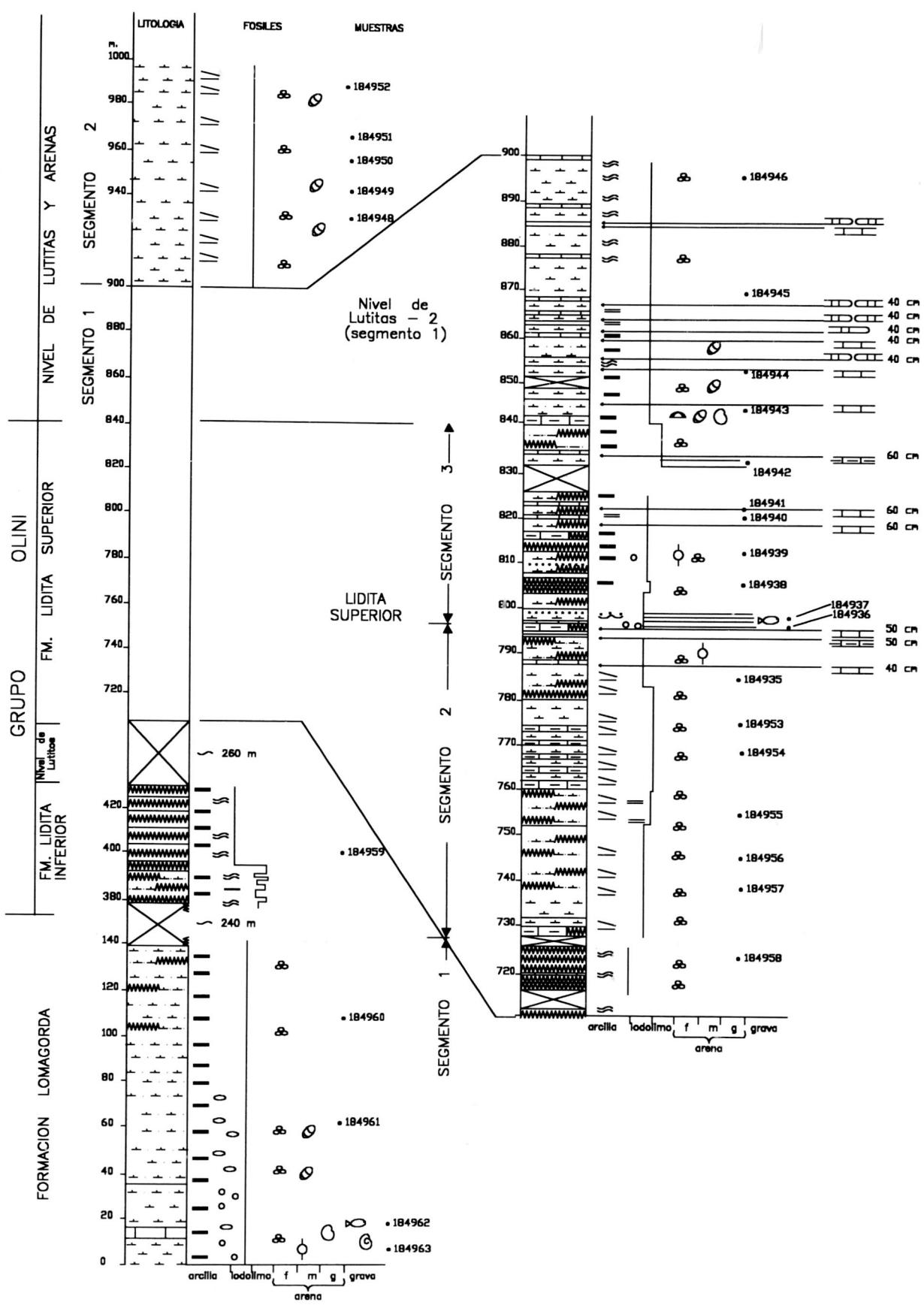
Segmento 1: (m 710 a 730): Consiste de liditas calcáreas, cherts negros, ligeramente calcáreos, y calizas biomicroíticas, en capas con estratificación ondulosa no paralela, muy delgadas a medias y laminación usualmente paralela. En la sección La Sierra - Vianí, es común la presencia de muy delgados horizontes de arcillolita amari-

llo-naranja, cuyo origen podría estar relacionado a superficies subhorizontales de falla ("harina de roca"), así como algunas capas conglomeráticas de chert, aparentemente asociados a tales horizontes (MARTÍNEZ 1990). Las liditas y chert son ligeramente calcáreos, por su alto contenido de foraminíferos llenos de esparita (20 a 50%). Predominan los foraminíferos bentónicos, i.e. los bulimínidos sobre rotálicos y nodosáridos, destacándose la presencia del género *Siphogenerinoides* en los primeros. Junto con la matriz silícea se observan ocasionalmente radiolarios pobremente preservados, al igual que peloides de colofana y dahlita como mineral secundario que rellena cavidades. Las calizas son de textura 'grainstone' a "wackestone" y varían entre bioesparenita fosfática a biomicroarenita de foraminíferos, ligeramente silíceas. Son comunes aquí los fragmentos tanto fosfáticos como de conchillas delgadas (foraminíferos), junto con abundantes foraminíferos bentónicos (bulimínidos, rotálicos y nodosáridos) comúnmente llenos de esparita, sílice o colofana; y ocasionalmente cristalitos de dolomita de origen diagenético.

Segmento 2: (m 731 a 796): Consiste de lodoletas calcáreas, a veces silíceas, con intercalaciones medianas a gruesas de calizas lodosas, de color gris oscuro (Lámina 6, Foto 5). Las calizas son de textura "wackestone" y varían entre biomicroarenitas a biomicroesparenitas de foraminíferos (bulimínidos y rotálicos), con cuarzo angular y monocristalino tamaño limo. Las liditas son frecuentemente calcáreas y contienen abundantes bulimínidos (*Siphogenerinoides* sp. principalmente) llenos de esparita y caolinita.

Segmento 3: (m 797 a 840): Consiste de lodoletas calcáreo-silíceas, color negro, intercaladas con liditas, calizas lodosas y conglomerados oligomictos (Lámina 6, Fotos 3 y 4). Los conglomerados son de estratificación discontinua ondulosa, en capas medianas a delgadas y con bases erosivas generalmente. Los guijos son de limolita silícea y lidita, subredondeados y flotantes, en una matriz de lodo calcáreo en donde son frecuentes los restos de peces, peloides fosfáticos y foraminíferos (bulimínidos y rotálicos), tanto en los guijos como en la matriz (Lámina 6, Foto 6). Las calizas son de textura "wackestone" a "packstone" y biomicroarenitas a biointramicroesparenitas de foraminíferos, silicificadas (184939, 184941). Predominan los foraminíferos bentónicos sobre los planctónicos, tanto como constituyentes aloquínicos como inclusiones en los intraclastos de chert. Fragmentos fosfáticos, peloides e intraclástos fosfáticos, también ocurren al igual que ma-

Fig. 7. Columna estratigráfica de la Formación Arenisca Dura y la parte inferior de la Formación Plaeners en la sección Subachoque - Tabio.



terial terrígeno (cuarzo, moscovita y feldespato). Las rocas silíceas varían entre lodoletas silíceo-calcáreas y cherts calcáreos. Entre los foraminíferos se destaca la ocurrencia de formas quilladas (e.g. *Globotruncanita* sp.).

El Nivel de Lutitas y Arenitas aflora entre los m 840 y m 1.000 de la sección La Virgen - El Retiro (Fig. 8). Allí es posible dividir esta unidad en dos segmentos, así :

Segmento 1: (m 840-900). Consiste esta unidad de lodoletas calcáreas, con intercalaciones de calizas biomicríticas arcillosas. Las primeras se presentan en capas muy delgadas, de estratificación paralela a no paralela y laminación paralela a no paralela discontinua, mientras que las segundas, son capas gruesas, de geometría lenticular a concrecional. Como fósiles son comunes los inocerámidos y foraminíferos, y en menor proporción ocurren ostreidos, peloídes fecales y escamas.

Segmento 2: (m 900-1000). Consiste de lodoletas calcáreas, en capas delgadas a muy delgadas, de geometría no paralela discontinua y con laminación interna del mismo tipo, color gris verdoso oscuro a negro café.

La ocurrencia de los foraminíferos planctónicos *Contusotruncana* (=*Globotruncana*) *fornicata* y *Concavatotruncana canaliculata*, reportados en la sección Girardot - Nariño para la Formación Lidita Inferior (BÜRGL & DUMIT 1954), junto con la ocurrencia de la amonita *Texanites texanum* en la sección de Ataco indican la presencia del Santoniano (VERGARA 1997a). En este estudio tan solo se hallaron moldes de foraminíferos pobemente preservados (muestra 184959). Para el Nivel de Lutitas, se han reportan microfósiles de amplio rango bioestratigráfico asignables al Coniaciano - Santoniano (BÜRGL & DUMIT 1954; PETTERS 1955). Del Nivel de Lutitas en el Valle Superior del Magdalena, cerca de Paicol (Huila), el primer autor del presente trabajo ha identificado *Concavatotruncana asymmetrica*, *C. concavata* y *Contusotruncana fornicata* entre otras, asociación que permite precisar la edad santoniana para la parte inferior de esta unidad (ver también MARTÍNEZ *et al.* sometido). Para las partes media y superior del Nivel de Lutitas en el Valle Superior del Magdalena se identifican la zona de *Sitella colonensis* y parte de la zona de "*Bolivina*" *explicata* (MARTÍNEZ *et al.* en revisión), que co-ocurren con dinoflagelados asignables al Campaniano (JARAMILLO & YEPES 1994). En este estudio se hallaron hacia la parte más alta de esta unidad (sección La Sierra - Viani), *Globigerinelloides praeriehillensis* y *Siphogenerinoides bermudezi*, especies que parecen corroborar la edad campaniana.

Una edad Campaniano también es asignada a la Lidita Superior en la sección Girardot - Nariño con base en la

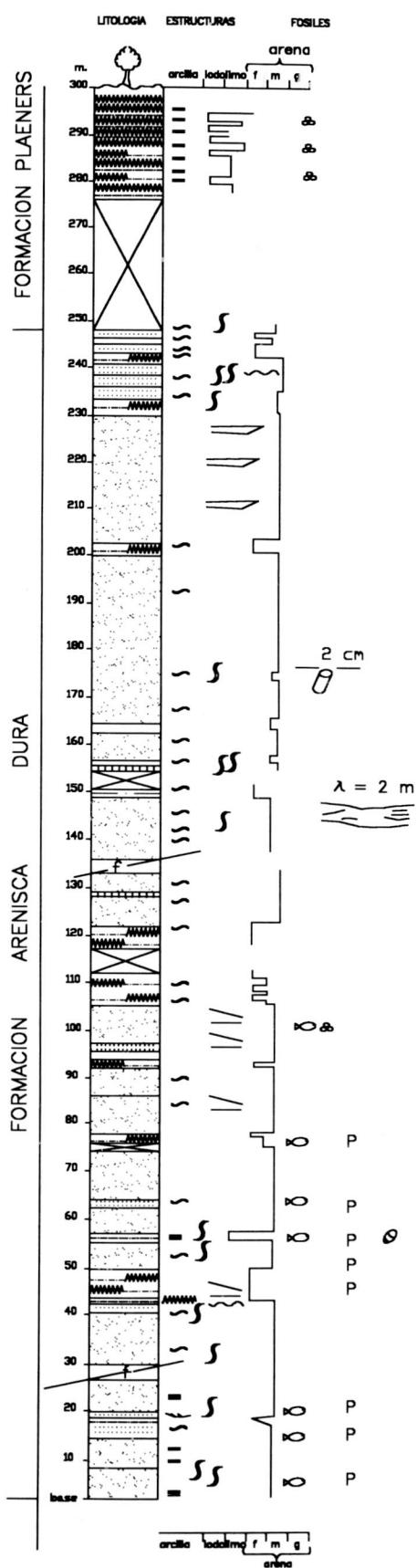
presencia de foraminíferos bentónicos (BÜRGL & DUMIT 1954). Tal asociación se adscribe en el Valle Superior del Magdalena a la zona de "*Bolivina*" *explicata* (PETTERS 1955; MARTÍNEZ *et al.* sometido) que co-ocurre con dinoflagelados asignables al Campaniano (JARAMILLO & YEPES 1994). En este estudio se hallaron entre otros *Globigerinelloides praeriehillensis*, *Rugoglobigerina* sp., *Globotruncana ventricosa* (?) y *Globotruncana cf. insignis* que apoyan la edad Campaniano (cf. CARON 1985).

De la parte inferior del Nivel de Lutitas y Arenas (segmento K2c) de la sección Girardot - Nariño, se reportan las amonitas *Nostoceras*, *Turrilites*, *Stantonoceras* y el bivalvo *Gryphaeostrea vomer* asignadas al Campaniano medio (BÜRGL & DUMIT 1954). En el Valle Superior del Magdalena, la parte inferior del Nivel de Lutitas y Arenas está representada por la parte superior de la zona de "*Bolivina*" *explicata* y la zona de *Siphogenerinoides bermudezi* que co-ocurren con dinoflagelados asignados al Campaniano (JARAMILLO & YEPES 1994). Tal datación contrasta con una edad Maastrichtiano sugerida por la presencia de algunas especies del género *Rugoglobigerina* en el Nivel de Lutitas y Arenas (VERGARA 1997a, b). En este estudio se hallaron en el segmento 1 de esta unidad *Rugoglobigerina scotti* y *Rugoglobigerina macrocephala*, formas cuyo rango conocido es Maastrichtiano temprano a tardío, mientras que en el segmento 2, el hallazgo de *Gansserina gansseri* apoya una edad Maastrichtiano tardío (cf. CARON 1985). Tales asociaciones de foraminíferos planctónicos solo ocurren en la parte superior del Nivel de Lutitas y Arenas y la Formación La Tabla en el pozo Michu-1 del Valle Superior del Magdalena, i.e. zona de *Siphogenerinoides bramlettei*-*Rugoglobigerina rugosa* (MARTÍNEZ *et al.* en revisión).

3. DISCUSION: SUCESION PALEOAMBIENTAL Y COMPARACIONES REGIONALES

3.1. Evolución paleoambiental y cambios relativos del nivel del mar al este de la Falla de Bituima

Se propone aquí un modelo estratigráfico secuencial y se correlacionan las facies a ambos lados de la Falla de Bituima (Fig. 9). Durante el Barremiano tardío primaron condiciones de plataforma mixta, silicicástica-calcárea somera, y de aguas claras relativamente bien oxigenadas, sugeridas por la abundante fauna bentónica (Formación Trincheras). El aparente predominio de bivalvos infaunales someros como arcidos (Orden Arcoida) y trigonidos (Orden Trigonoida) sobre los bivalvos epifaunales como ostreidos (Orden Pterioida) apoya la hipótesis de un substrato móvil (e.g. CLARKSON 1998; VILLAMIL *et al.* 1998). La acumulación mecánica de fragmentos bioclásticos así como grandes intraclastos soportan condiciones de alta energía, las cuales habrían ocurrido en forma episódica



(segmento 1). La presencia de bloques exóticos ("dropstones") suprayaciendo a la inconformidad del m 6 puede deberse a: (1) la presencia de un escarpe submarino asociado a tectonismo sin-sedimentario, o (2) a un impacto meteórico distal (Martínez, en revisión). Las parasecuencias sobre la inconformidad del m 8 y la sucesión cada vez más arcillosa revelan un sistema transgresivo ("transgressive system tract" = TST), cuyo alejamiento de las fuentes de aporte alcanza su máxima expresión en la parte media del segmento 2 (m 43 a 54) donde ocurren capas muy delgadas de lodo silícea de aspecto nodular con una ritmicidad de 7 cm. Tales capas representarían la sección condensada. Condiciones disóxicas para la interfase agua-sedimento son sugeridas entre los m 43 y 106 donde la laminación paralela es común y el contenido de vida bentónica y bioperturbación está restringido a niveles discretos (Fig. 3). Por encima del m 54 aumenta el contenido de arena hasta alcanzar un máximo en el segmento 3. Tal patrón sugiere la somerización de la sucesión ("highstand system tract" = HST) y el relleno del espacio de acomodación. MANN (1995) reporta para la parte superior de la Formación Trincheras alto contenido de materia orgánica marina (1-3,5% TOC) y bajos valores de C/N (<12,5), los que adjudica a condiciones anóxicas a subóxicas.

La procedencia mixta de las arenitas de la Formación Trincheras es sugerida por su composición modal en la que los granos de cuarzo monocristalino tendrían su origen en un orógeno reciclado, mientras que los fragmentos volcánicos, provendrían de campos volcánicos de un arco magmático (DICKINSON 1988). En otras palabras, habrían apor tes tanto del cráton situado al este como de una fuente que podría ser tanto la ancestral Cordillera Central, como el basamento pre-Cretácico, en particular del Miembro Prado de la Formación Saldaña, el cual está compuesto de abundantes lavas volcánicas (CEDIEL *et al.* 1980).

Durante el Aptiano temprano se depositó la unidad de lodo silícea K2 en un ambiente de plataforma más profunda y anóxica en comparación con el segmento 3 de la Formación Trincheras. De tal forma que un límite de secuencia estaría localizado en el tope de la última arenita de la Formación Trincheras. Solo hacia el final del depósito de la unidad de lodo silícea K2 se hallan evidencias de abundante vida bentónica, aunque en su mayor parte transportada (moluscos y equinoideos; muestras 184916, 184917). La materia orgánica de la parte superior de esta unidad revela un aumento del aporte terrestre según los valores de la relación C/N > 20 (MANN 1995). La unidad de lodo silícea K2 representaría la porción distal de una nueva secuencia, mientras que la procedencia de los fragmentos terrígenos es similar a la de la unidad infrayacente, i.e. una fuente mixta.

Durante el Aptiano tardío los depósitos de la Formación Socotá registran eventos turbidíticos, cuya procedencia estaría localizada al norte-noreste y norte-noroeste (POLANÍA & RODRÍGUEZ 1978). Dichas turbiditas se habrían depositado en condiciones del nivel de mar bajas (MACELLARI 1988). En la sección estudiada las turbiditas se caracterizan por: (1) ciclos granocrescentes y fragmentos de moluscos, equinodermos, ammonitas y madera en las calizas y al final de los ciclos, y (2) el alto

Fig. 8. Columna estratigráfica del Grupo Olini en la sección La Virgen - El Retiro.

contenido de materia orgánica, carencia de vida bentónica, laminación paralela y presencia de yeso en las lodochas, que apoyan condiciones distales y anóxia en la interfase agua-sedimento (*cf.* DEMAISON & MOORE 1980). El sistema turbidítico, sin embargo, era aparentemente de eficiencia moderada a baja como es sugerido por la abundancia de arenas, la presencia de fragmentos de organismos bentónicos provenientes de aguas más oxigenadas y someras, y la ocurrencia de fragmentos de madera (*cf.* RICHARDS 1996).

La sedimentación turbidítica, bajo condiciones del nivel del mar bajas ("lowstand system tract" = LST), fue seguida durante el Albiano temprano por el depósito de las lodochas negras de la Formación Capotes bajo condiciones anóxicas en la interfase agua-sedimento como es sugerido por el abundante contenido de materia orgánica, ausencia de vida bentónica, y cristalitos de yeso. La sedimentación bajo condiciones anóxicas termina en el m 250 de la sección Guayabal de Síquima - Bituima cuando el carácter de las lodochas se torna del tipo "Hiló". La sedimentación anóxica en presencia de yeso - presumiendo un origen singenético - para el intervalo Aptiano tardío - Albiano temprano sugiere la existencia de una cuenca restringida y relativamente profunda en la que la circulación sería del tipo antiestuarino, con interacción de turbiditas y carbonatos (*e.g.* EINSELE 1992). Tales condiciones favorecerían un balance evaporación - precipitación positivo y la precipitación de evaporitas en aguas profundas ("deep water - deep basin model"; KENDALL 1992).

El cambio en el carácter de las lodochas de la Formación Capotes en el m 250 de la sección Bituima - Guayabal representaría: (1) el relleno de la cuenca restringida ("lowstand wedge") y el inicio de la influencia de condiciones oceanográficas de mar abierto, y/o (2) un límite de secuencia. La primera hipótesis implicaría, tal vez, que las lodochas superiores de la Formación Capotes se depositaron como facies distales (TST) y que la superficie transgresiva estaría representada por el límite entre las lodochas tipo Capotes a las tipo Hiló.

La máxima profundización de la sucesión se alcanza durante el Albiano con la sedimentación pelágica del segmento 2 de la Formación Hiló (sección condensada). Aumenta aquí el contenido de sílice, materia orgánica, foraminíferos planctónicos y radiolarios. Las condiciones anóxicas prevalecen durante todo el depósito de la Formación Hiló como se evidencia por la laminación y la escasa vida bentónica, la que se limita a muy escasos inocerámidos y *Loricula* sp. (*cf.* DEMAISON & MOORE 1980). Los inocerámidos eran bivalvos epibentónicos aparentemente adaptados a condiciones de oxigenación muy bajas (KAUFFMAN 1978). También se ha sugerido que estos dependían de micro-organismos quimiosintetizadores asociados a emanaciones de metano (CH_4) o anhídrido sulfuroso (H_2S); es decir en condiciones análogas a las de *Calyptogena*, bivalvo reciente asociado a emanaciones de metano (*e.g.* LUTZ *et al.* 1988). *Loricula* sp es un cirrípedo epifaunal que se fijaba a ammonitas en la ausencia de oxígeno en la interfase agua-sedimento y de substratos duros. La parte superficial de la columna de agua ("mixed layer") estaba colonizada por foraminíferos planctónicos quillados (*e.g.* *Rotalipora*) y radiolarios (nasseláridos y espumeláridos), sugiriendo condiciones de aguas profundas (HART 1980; BRASIER 1980). Condiciones similares de depósito a las de la Formación Hiló han sido sugeridas para la Formación Hondita del Valle Superior del Magdalena (VERGARA 1994). La Formación Hiló, sin embargo, presenta características más evidentes de surgencia oceánica ("upwelling") con aportes importantes de sílice, nutriente biolimitante que soportaría abundantes poblaciones de radiolarios, y ocasionalmente la deposición de las lítitas y cherts (*cf.* BRASIER 1980).

El microfallamiento sinsedimentario de capas de chert de edad Albiano medio del intervalo estratigráfico-tectónico El Establo de la Cordillera Central sugiere actividad sísmica y corrientes de turbiedad (RODRÍGUEZ & ROJAS 1985). Similarmente, en el segmento 2 de la Formación Hiló se presentan brechas y pliegues sinsedimentarios, lo que reflejaría actividad tectónica regional durante el Albiano medio. Otra explicación es que la subsidencia diferencial pudo generar una pendiente deposicional algo mayor a la de una plataforma o rampa, independiente de la actividad tectónica regional.

El segmento 3 de la Formación Hiló en la sección Guayabal de Síquima - Bituima marca el inicio de la regresión marina que prosiguió hasta el m 1040 (HST); en este punto termina la sedimentación lodochítica calcárea (hemipelágica) y se inicia el aporte de lodochas no calcáreas micaceas (terrigena). Este contacto podría representar un límite de secuencia en un ámbito distal. Facies del sistema de bajo nivel estarían ausentes en la base de la Formación Simijaca debido al ámbito distal en la zona "hambriona de sedimentos" ("sediment starved zone"; MYERS & MILTON 1996).

Durante el Cenomaniano, se infiere una sección condensada en la Formación Simijaca, cuyo HST se caracteriza por la ocurrencia ocasional de capas turbidíticas y el aumento gradual de las arenas. La presencia de moldes de bivalvos y crustáceos sugieren condiciones óxicas a disóxicas para la interfase agua-sedimento; mientras que la ocurrencia ocasional de *Turritella* sp., sugiere la influencia distal de corrientes de surgencia (*cf.* ALLMON 1988). En la parte más superior de la Formación Simijaca son comunes las arenas bioperturbadas con moldes de bivalvos. Tales características sugieren un sistema progradante o prodelta cuya parte más proximal estaría representada por las arenitas de la parte superior de la Formación Une del

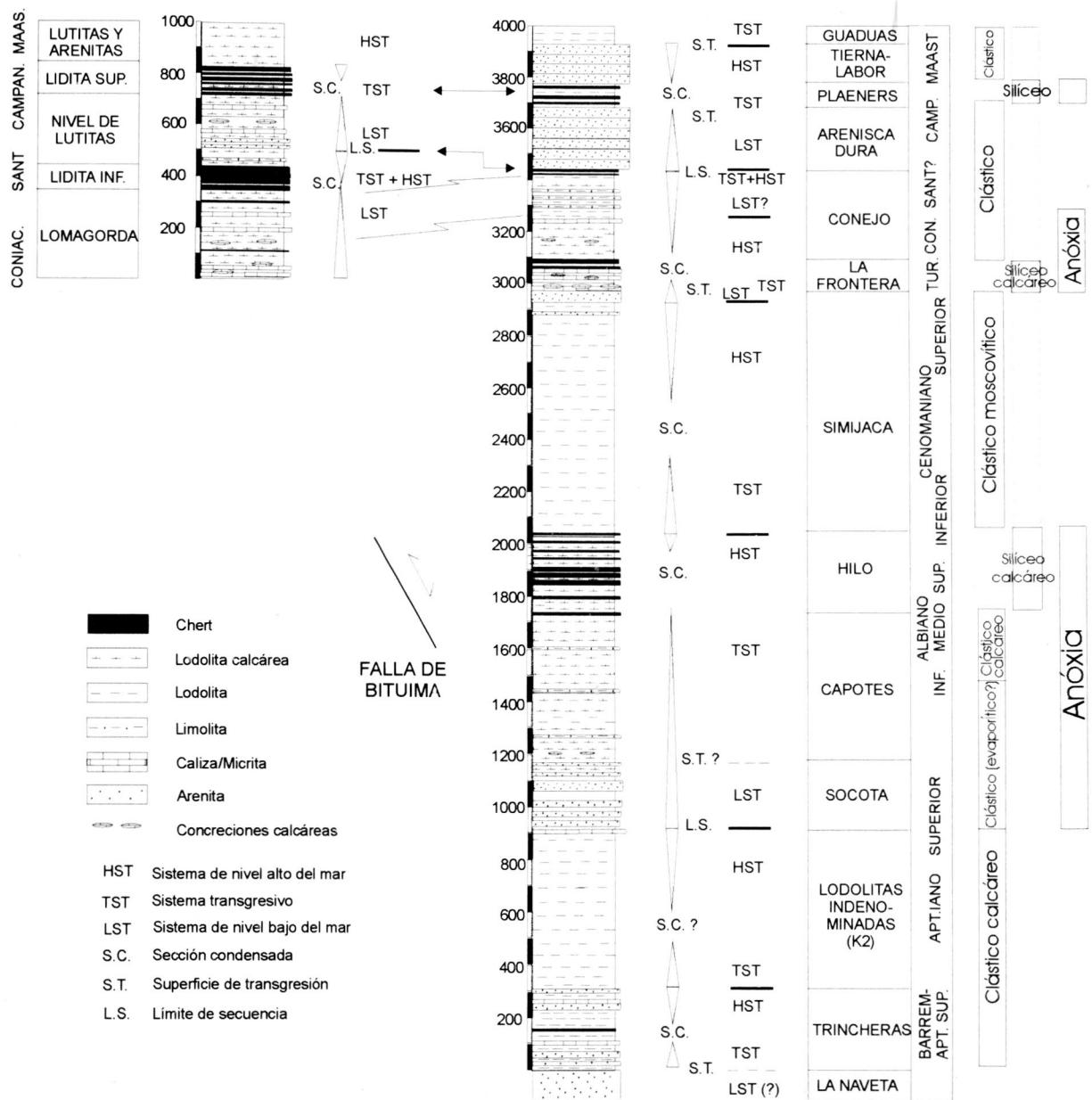


Fig. 9. Sucesión estratigráfica generalizada a cada lado de la Falla de Bituima, interpretación secuencial y correlación.

flanco oriental de la Cordillera Oriental datada como Cenomaniano medio a tardío (GUERRERO & SARMIENTO 1996).

El contacto de las Formaciones Simijaca y La Frontera en proximidad con el límite Cenomaniano - Turoniano representa el pulso transgresivo reconocido globalmente y estudiado en Colombia en detalle por VILLAMIL & ARANGO (1998). El segmento 1 de la Formación La Frontera (en la sección Río Curi) se habría depositado como una sucesión transgresiva (TST), la que alcanzaría el periodo de máxima inundación con los depósitos pelágicos del seg-

mento 2. Condiciones anóxicas para la interfase agua-sedimento son sugeridas por el alto contenido de materia orgánica amorfa, laminación paralela, escasa vida bentónica, gran abundancia de foraminíferos planctónicos no quillados y sílice amorfa.

Durante el Coniaciano las condiciones pelágicas continuaron. La paleobatimetría inferida es de plataforma media a exterior, por el contenido importante de foraminíferos planctónicos quillados, e.g. *Concavatotruncana* sp. (cf. HART 1980). Las condiciones

de oxigenación del fondo marino fueron fluctuantes, con predominio de la anoxicidad (escasez o falta total de vida bentónica) y ocasionales incursiones de condiciones aeróbicas estrechamente relacionadas a la presencia de arenitas con *Thalassinoides*. La incursión episódica de organismos bentónicos transportados con las arenas (flujos turbidíticos) representaría comunidades pioneras oportunísticas cuya lapso de vida estaría restringido a la disponibilidad de oxígeno intersticial ("doomed pioneers"; GRIMM & FÖLLMI 1990, 1994). El incremento de arenitas hacia el techo marca la transición a un mar siliciclástico somero y el depósito más frecuente de turbiditas y tempestitas. La tendencia regresiva culmina a principios del Campaniano con la acumulación de grandes cantidades de arena de la Formación Arenisca Dura (HST). La estratificación cruzada de tipo "hummocky" ante la aparente ausencia de estructuras "flaser" apoyan el depósito en un ambiente siliciclástico somero afectado ocasionalmente por tormentas. Estas últimas serían responsables del aporte de sedimentos a ámbitos más profundos, como los representados por capas ocasionales de turbiditas en la Formación Conejo (cf. WALKER 1992).

El ambiente geoquímico de la Formación Arenisca Dura, en la interfase agua-sedimento fluctuaba de condiciones semireductoras a óxidas con preservación parcial de la materia orgánica. La presencia de *Siphogenerinoides* junto con peloídes fosfáticos sugiere una estrecha relación causal (MARTÍNEZ *et al.* en revisión), mientras que la presencia de *Inoceramus* sp. (ETAYO-SERNA 1964) sugiere condiciones geoquímicas anóxicas a disóxicas para la interfase agua-sedimento. La interpretación de la Formación Arenisca Dura en la región del Tequendama como producto de la sedimentación en un mar siliciclástico somero contrasta con la interpretación al oriente de Bogotá como depósito intermareal (PÉREZ & SALAZAR 1978).

Durante el Campaniano/Maastrichtiano se acumularon cantidades importantes de sílice (Formación Plaeners) como resultado de surgencia oceánica, como lo indica el hallazgo de radiolarios y peloídes fosfáticos en muchas secciones delgadas a lo largo de la Cordillera Oriental (e.g. FÖLLMI *et al.* 1992). La baja diversidad y el alto número de especímenes del género *Siphogenerinoides* sugieren condiciones semireductoras ricas en fósforo para la interfase agua-sedimento (MARTÍNEZ *et al.* en revisión). La presencia de "hardgrounds", ricos en óxidos de hierro (PÉREZ & SALAZAR 1978) no necesariamente evidencia exposición subaérea, podrían también ser el resultado de meteorización de costras de pirita de origen diagenético temprano. Se favorece aquí un medio deposicional de plataforma, en contraste con ambientes de llanuras mareas sugerido para el oriente de Bogotá (PÉREZ & SALAZAR 1978).

Las arenitas maastrichtianas ampliamente distribuidas en la Cordillera Oriental (Formación Arenisca Tierna) se

han interpretado como el producto de: (1) condiciones litorales con importante influencia mareal (PÉREZ & SALAZAR 1978), (2) frente de playa e islas de barrera (región de Tausa, SARMIENTO 1992), y (3) frente de playa con influencia de marea (DÍAZ 1994; VERGARA & RODRÍGUEZ 1997).

3.2. Evolución paleoambiental y cambios relativos del nivel del mar al oeste de la Falla de Bituima

Al oeste de la Falla de Bituima el registro estratigráfico más antiguo es de edad Coniaciano (Formación Lomagorda). La sedimentación hemipelágica de la Formación Lomagorda se produjo en condiciones de aguas profundas y anóxicas como se muestra por la presencia exclusiva de foraminíferos planctónicos, laminación paralela continua, alto contenido de materia orgánica, lítidas, e inocerámidos (cf. DEMAISON & MOORE 1980; MARTÍNEZ *et al.* en revisión).

Durante el límite Coniaciano - Santoniano (Formación Lidita Inferior) las condiciones físico-químicas de sedimentación cambian dramaticamente con el inicio de la sedimentación pelágica silícea y el cambio de la estructura trófica en la parte superior de la columna de agua (MARTÍNEZ *et al.* en revisión). Corrientes de surgencia ("upwelling") aportarían sílice y fósforo, elementos biolimitantes responsables del florecimiento de grandes masas de radiolarios ("radiolarian blooms"), dinoflagelados ("dinoflagellate blooms") y peces. El exceso de biomasa cayendo al fondo marino excedería la capacidad oxidante de las aguas de fondo y la interfase agua-sedimento se haría anóxica. La Lidita Inferior se habría depositado en un ambiente de plataforma, por debajo de la zona fótica y de la influencia de las tormentas. En el pozo Michu-1 (subcuenca de Girardot), la Formación Lidita Inferior es interpretada como un sistema transgresivo (MARTÍNEZ *et al.* en revisión), que rápidamente evoluciona a una sección condensada (VERGARA 1997a). Tal interpretación parece aplicarse también a esta Formación en la región de Tequendama.

Durante el Santoniano - Campaniano temprano el Nivel de Lutitas se depositó como producto del aumento de aportes terrígenos provenientes del cratón de la Guayana. El contenido arenoso, la estratificación paralela a no paralela ondulosa y la diversidad de vida bentónica (foraminíferos buliminidos, rotalidos, nodosaridos; y ostrácodos) sugieren la acción de corrientes, niveles de oxigenación relativamente altos, y la acción limitada de corrientes de surgencia, i.e. "condiciones marinas normales" (MARTÍNEZ *et al.* en revisión). El cambio de sedimentación silícea-pelágica a terrígena-calcárea, podría interpretarse como una caída en el nivel del mar (LST). Sin embargo, el análisis micropaleontológico detallado del Nivel de Lutitas en el pozo Michu-1 (subcuenca de Girardot) sugiere un patrón más complejo en el que existirían dos

secuencias sedimentarias (MARTÍNEZ *et al.* en revisión).

Durante el Campaniano medio (Formación Lidita Superior) las corrientes de surgencia operan de nuevo aportando sílice y fósforo, elementos que favorecen el desarrollo de radiolarios, dinoflagelados y peces. A pesar de la alta productividad primaria pelágica y por ende del alto consumo de oxígeno derivado de la oxidación de la materia orgánica en su tránsito hacia el fondo marino, corrientes oxigenadas de fondo realimentaban el sistema permitiendo el desarrollo de una diversa asociación de foraminíferos bentónicos. Condiciones hidrodinámicas excepcionales dentro de la sedimentación pelágica, - representadas por delgados niveles conglomeráticos, estratificación inclinada, conchillas rotas de foraminíferos bentónicos, fragmentos fosfáticos y calizas de textura "grainstone" -, sugerirían: (1) la acción de corrientes de tormenta, (2) deslizamientos por movimientos tectónicos sín-sedimentarios súbitos, o por (3) inestabilidad debido a una paleopendiente alta. El primer caso parece improbable ya que las asociaciones de foraminíferos bentónicos dominadas por *Siphogenerinoides* sp., y *Praebulimina* sp. son comúnmente interpretadas como formas típicas de plataforma media a externa (e.g. KOUTSOUKOS & HART 1990). El segundo y tercer caso son más probables, pero difíciles de discriminar. La Formación Lidita Superior es interpretada aquí como el producto de un sistema transgresivo (TST) y de alto nivel (HST) separados por una superficie de máxima inundación.

Finalmente, durante el Maastrichtiano (Nivel de Lutitas y Arenitas) cesa el aporte de sílice a la parte superior de la columna de agua pero continúan las condiciones de plataforma media a externa siguiendo aparentemente un patrón paleobatimétrico similar al de la Cuenca Cesar - Rancharía (MARTÍNEZ 1989). Durante el Maastrichtiano vuelven a proliferar los foraminíferos bentónicos y el contenido de foraminíferos planctónicos quillados se incrementa hacia el techo de la unidad, lo que sugiere condiciones óxicas para la interfase agua-sedimento. El Nivel de Lutitas y Arenas es interpretado aquí como el producto de un sistema regresivo (HST).

3.3. Comparación de las facies cretácicas a ambos lados de la Falla de Bituima

La Falla de Bituima, - una de las fallas fundamentales del flanco occidental de la Cordillera Oriental -, es de dirección norte-noreste, inversa, y con buzamiento hacia el este (ULLOA *et al.* 1993). A cada lado de la Falla de Bituima, los contrastes notables en espesor y facies, así como en la madurez termal de la materia orgánica sugieren que ésta ejerció un control tectónico importante, actuando como límite de dos dominios sedimentarios. Tal control parece haber sido especialmente importante para el Cretácico In-

ferior. Por ejemplo, infrayaciendo al Grupo Villeta las formaciones La Naveta (Hauteriviano - Barremiano) y Murca (Valanginiano tardío) solo se conocen al este de la Falla de Bituima en la zona del Anticlinal de Apulo, y al norte de la plancha 227 respectivamente. La Formación Murca representa depósitos turbidíticos provenientes de la ancestral Cordillera Central (MORENO 1991, 1992). Tal área fuente se mantuvo por lo menos hasta el Aptiano temprano (la Formación Trincheras) como se discutió anteriormente.

Interpretaciones regionales muestran el Cretácico Inferior truncado por el Terciario al lado oeste de la Falla de Bituima (DENGO & COVEY 1993), o limitado contra la Falla de La Salina (COOPER *et al.* 1995), la cual se asume frecuentemente como la prolongación al norte de la Falla de Bituima. Según estos últimos autores, la Falla de La Salina es una estructura antigua reactivada durante la deformación andina. Al oeste de la Falla de Bituima conglomerados o arenisca basales terciarias yacen comúnmente sobre el basamento cristalino. Esto implica la erosión completa de por lo menos el Cretácico Superior, si aceptamos que el Cretácico Inferior no se depositó al oeste de la falla. Sin embargo, tal fenómeno de erosión sería controlado por la Falla de Cambrás, puesto que al oriente de ésta aflora el Cretácico Superior de la franja de Girardot - Guataquí que se extiende hasta la Falla de Bituima. La comparación de la sucesión cretácica a ambos lados de la Falla de Bituima solo es posible a partir del Coniaciano.

Las facies del Coniaciano representadas por las Formaciones Lomagorda y Conejo al oeste y este de la Falla de Bituima respectivamente, difieren poco. Sin embargo, la Formación Conejo fue depositada en ambientes más someros y proximales y por lo tanto posee un mayor contenido de intercalaciones de arenas y limolitas hacia su parte superior. Aunque el piso Santoniano no ha sido delimitado al este de la Falla de Bituima, se sugiere que está representado justo debajo de la Formación Arenisca Dura, donde ocurre un segmento de chert y limolitas de cuarzo. Al oeste de la Falla de Bituima, el piso Santoniano, por el contrario, está bien desarrollado y representado por los depósitos pelágicos de la Lidita Inferior y la parte inferior del Nivel de Lutitas.

Para el Campaniano inferior se registra una mayor diferencia facial, i.e. Iodolitas y micritas del Nivel de Lutitas, y cuarzoarenitas de la Formación Arenisca Dura, al oeste y este de la Falla de Bituima respectivamente. Tal diferencia facial se explica por el aporte de grandes cantidades de arena provenientes del cráton guayanés a un mar silicástico somero. La extensión areal de las arenas estaría restringida a la plataforma interna (al este de la Falla de Bituima) al tiempo que se iniciaba la colisión y emergencia de las actuales Cordilleras Central y Oriental (e.g PINDELL 1993; MARTÍNEZ *et al.* en revisión). Las cintas de facies cretácicas a ambos lados de la Falla de Bituima ac-

tualmente llegan a estar separadas por solo 13 km en línea recta (cuadrángulos C2 a C5, plancha 227). La distancia palinspástica es difícil de precisar y es objeto de discusión.

3.4. Ciclos sedimentarios

Los cambios paleoambientales y el esquema estratigráfico secuencial de la sucesión ya han sido discutidos anteriormente en el numeral 3.1 (Fig. 9). Discutimos aquí aspectos regionales de la historia del nivel del mar en su ciclicidad de segundo orden, y en particular su relación con las sucesiones equivalentes en el Valle Superior del Magdalena (VSM), la vertiente oriental de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero.

A partir del Barremiano se depositó la Formación Trincheras como una plataforma mixta siliciclástica - calcárea transgresiva (TST) sobre la infrayacente Formación La Naveta cuyo medio de depósito es desconocido. La máxima profundización de la Formación Trincheras ocurre en el segmento 2 de edad Barremiano tardío a Aptiano temprano. Facies coetáneas similares de lodoletas oscuras ocurren en otras regiones dentro de las Formaciones Fómeque y Paja. La unidad de lodoletas K2 presumiblemente representa una nueva secuencia transgresiva-regresiva cuyo sección condensada se infiere en el Aptiano, aproximadamente isócrona con la Formación Yaví que representa el inicio de la sedimentación cretácica en el VSM (VERGARA & PROESSL 1994). Durante el Aptiano tardío la caída del nivel del mar permitió el depósito turbidítico de la Formación Socotá como un abanico submarino (LST). El evento transgresivo de la parte inferior de la Formación Capotes tendría su expresión en el VSM en: (1) el miembro medio de la Formación Caballos, datado Aptiano - Albiano en la Quebrada Bambucá (VERGARA 1997b), (2) en algún intervalo alto de la Formación Fómeque y, (3) al norte en algún intervalo de la Formación San Gil Inferior (ver ETAYO-SERNA 1968). Alternativamente, en la región del Tequendama, la parte inferior de la Formación Capotes sería la continuación del depósito como una cuña progradante en condiciones del nivel del mar bajas ("low stand wedge").

La sedimentación clástica con presencia de yeso - restringida a la Formación Socotá y la parte inferior de la Formación Capotes -, representaría la etapa de cuenca anóxica restringida durante el Aptiano - Albiano temprano, cuyas pendientes todavía pronunciadas por el tectonismo posibilitaron eventos de sedimentación súbita. Durante el Albiano temprano, se depositaron las lodoletas superiores de la Formación Capotes como facies distales transgresivas (TST) cuya superficie transgresiva estaría representada por el límite entre las Formaciones Capotes e Hiló. Con este evento transgresivo se iniciaría la influen-

cia de condiciones oceanográficas de mar abierto (etapa clástico-calcárea).

Durante el Albiano superior se alcanza la máxima transgresión y la condensación de la sucesión representada por las capas de chert de la Formación Hiló, evento que ha de documentarse aún en las Formaciones Hondita, Simití y Une. En el VSM, tal evento de condensación estaría representado en la parte baja de la Formación Hondita. Este evento Albiano sería la causa de la inundación de la ancestral Cordillera Central y la comunicación marina con el proto Pacífico (e.g. ETAYO-SERNA *et al.* 1976). Al final del depósito de la Formación Hiló se retorna a condiciones regresivas (HST) y cesa la anóxia en la interfase aguas-sedimento. Este prolongado evento anóxico ha sido registrado en muchas partes del mundo y referido como un "oceanic anoxic event" (e.g. SCHLANGER & JENKINS 1976; ARTHUR & SCHLANGER 1979; BRALOWER *et al.* 1994).

Durante el Cenomaniano (Formación Simijaca) se generó aparentemente una nueva secuencia transgresiva-regresiva y el carácter de la sedimentación es clástico - moscovítico y óxico reflejando la sedimentación de prodelta en conexión con las arenas de la Formación Une del flanco oriental de la Cordillera Oriental. El límite de secuencia del Cenomaniano superior, - representado por la presencia de arenitas superiores de la Formación Simijaca -, es muy similar al descrito en la zona de Yaguará en el VSM (VILLAMIL & ARANGO 1998). En la base del Turoniano se inicia un nuevo periodo transgresivo (TST) que culmina con la sección condensada representada por las capas de chert de la Formación La Frontera. En el Piedemonte Llanero la superficie de máxima inundación aparentemente corresponde con el límite inferior de la Formación Chipaque (Turoniano - Santoniano; GUERRERO & SARMIENTO 1996; VERGARA *et al.* 1997).

Durante el Coniaciano - Campaniano, la sucesión se torna regresiva (Formaciones Conejo y Arenisca Dura) debido a la progradación hacia el occidente de sedimentos lodosos (e.g. Formación Chipaque). En el VSM, el Coniaciano es interpretado como un LST de otra secuencia que incluye a la Formación Lidita Inferior en su parte superior (VERGARA 1997a), o como una secuencia completa (LST, TST, HST, LST) en la parte superior de la Formación Lomagorda (MARTÍNEZ *et al.* en revisión). La Formación Conejo es interpretada aquí como el producto de un HST que culmina con la Formación Arenisca Dura (*cf.* VILLAMIL 1998). Sin embargo, la correspondencia en edad entre las Formaciones Conejo y Lomagorda, y - en la ausencia de mayor precisión cronológica -, bien podrían sugerir que la Formación Conejo se depositó durante un LST.

El piso Santoniano también podría estar presente en la parte más alta de la Formación Conejo (capas de chert y lodoletas silíceas: Fig. 9), pero buena parte de este pudo ser erosionado después de una caída en el nivel del mar.

La siguiente secuencia se iniciaría con la Formación Arenisca Dura, que equivaldría a la "Arenisca del Cobre" del Nivel de Lutitas del Grupo Olini (*cf.* VERGARA 1997a) y a las Arenitas de San Antonio. Con este modelo, la Formación Arenisca Dura sería un LST. En el pozo Michu-1, el esquema estratigráfico secuencial para la parte alta del Nivel de Lutitas (supuesta "Arenisca del Cobre") parece más complejo, i.e. LST - TST - HST (*MARTÍNEZ et al.* en revisión), lo cual difiere del esquema de VERGARA (1997a), quien considera que la superficie de máxima inundación de la secuencia originada con la "Arenisca del Cobre" ocurre más arriba, en la Lidita Superior. Sin embargo, los datos de Michu-1 coinciden en la presencia de un LST importante (de segundo orden) en el Campaniano inferior, tal como está datada la Arenisca Dura y su equivalente en el Piedemonte Llanero (*cf.* GUERRERO & SARMIENTO 1996; VERGARA & RODRÍGUEZ 1997).

En contraste con esto, VILLAMIL (1998) considera la sucesión del VSM sobre la máxima superficie de inundación del Turoniano, incluyendo las Formaciones Lomagorda, el Grupo Olini y el Nivel de Lutitas y Arenas del VSM como un HST del cual hacen parte la Formación Conejo de la zona de Bogotá. Según VILLAMIL (1998) el límite de secuencia es suprayacido por la Arenisca Dura (Formación Raizal) o por el "Grupo Guadalupe" del VSM (Formación La Tabla), pero estas dos unidades no son correlacionables ya que su posición estratigráfica difiere marcadamente: la primera yace sobre la Lidita Inferior y la segunda por encima del Nivel de Lutitas y Arenas que suprayace a la Lidita Superior del Grupo Olini. El resto de la secuencia también es objeto de discusión: mientras que para GUERRERO & SARMIENTO (1996) el límite superior de la secuencia es la base de la Arenisca de Labor, VERGARA & RODRÍGUEZ (1997) la continúan hasta el tope del Grupo Guadalupe o de la Arenitas de San Luis de Gaceno del Piedemonte Llanero, como se ilustra aquí en la Fig. 9.

4. CONCLUSIONES

Del registro estratigráfico del flanco occidental de la Cordillera Oriental a la altura de Bogotá se infiere la siguiente sucesión paleoambiental, que ocurre en dos dominios sedimentarios:

1) Para el este de la Falla de Bituima:

- Durante el Barremiano tardío al Aptiano temprano se depositaron los sedimentos basales transgresivos de la Formación Trincheras en una plataforma mixta silíceo - calcárea somera. La presencia de una inconformidad y de capas con "dropstones" reflejarían depósitos distales de impacto meteórico o actividad tectónica sinesedimentaria. La Falla de Bituima habría estado activa para esta época.

- Durante el Aptiano se depositaron los sedimentos me-

dios y del techo de la Formación Trincheras como una secuencia condensada y como un HST respectivamente, seguidos de la unidad de Iodolitas K2 que representaría una secuencia completa (TST - HST). La interfase agua-sedimento fue aparentemente anóxica para la sección condensada de la Formación Trincheras, mientras que el resto fue disólica a óxica.

- Durante al Aptiano tardío - Albiano temprano se depositaron las turbiditas de la Formación Socotá como un LST; mientras que la parte inferior de la Formación Capotes, se habría depositado como un "low stand wedge". Las condiciones para la interfase agua-sedimento eran marcadamente anóxicas y al parecer la cuenca tenía una conexión restringida con el proto-Pacífico.

- Durante el Albiano medio - Cenomaniano temprano se depositaron los sedimentos de la parte superior de la Formación Capotes como una TST, seguidos de la Formación Hiló que representaría la sección condensada y el HST. El cambio en el carácter de las iodolitas de la Formación Capotes mostraría que la conexión de la cuenca con el proto-Pacífico era más eficiente.

- Durante el Cenomaniano se depositaron las iodolitas moscovíticas de la Formación Simijaca como una secuencia completa que estaría relacionada con la Formación Une como una secuencia de prodelta bajo condiciones óxicas.

- Durante el Turoniano se depositaron las calizas y iodolitas calcáreas hemipelágicas de la Formación La Frontera como un TST con desarrollo rápido de condensación estratigráfica en condiciones anóxicas, seguida de las iodolitas de edad Coniaciano - Santoniano de la Formación Conejo (HST - LST? - HST). Las arenitas regresivas de la Formación Arenisca Dura (LST) fueron depositadas en condiciones disóxicas a óxicas.

- Durante el Campaniano - Maastrichtiano se depositaron las liditas de la Formación Plaeners (TST) y las cuarzoarenitas de las Formaciones Labor y Tierna (HST).

2) Para el oeste de la Falla de Bituima:

- Durante el Coniaciano se depositaron iodolitas calcáreas de la Formación Lomagorda (LST?) bajo condiciones anóxicas.

- Durante el Santoniano se alcanzó la máxima inundación con el depósito de los cherts de la Formación Lidita Inferior bajo condiciones de alta productividad marina superficial y anoxia en la interfase agua-sedimento.

- Durante el Santoniano tardío - Campaniano temprano se depositaron las iodolitas calcáreas del Nivel de Lutitas (LST) con aportes terrígenos significativos y condiciones óxicas para la interfase agua-sedimento.

- Durante el Campaniano se depositaron las liditas y chert de la Formación Lidita Superior (TST y HST) con una sección condensada. La surgencia oceánica intensa favorecería el desarrollo de radiolarios y dinoflagelados,

pero el fondo aún sería disóxico a óxico.

- Durante el Maastrichtiano se depositaron las lodositas calcáreas del Nivel de Lutitas y Arenas (HST) y el patrón paleobatimétrico regresivo sería similar al de la Cuenca Cesar - Ranchería.

La falla de Bituima se comportó como un elemento tectónico activo a principios del Cretácico, causando una subsidencia prolongada en su bloque oriental, eventos de sedimentación súbita y anoxia derivada del estancamiento de una cuenca semi-cerrada. A partir del Albiano la inundación marina fosilizó esta estructura y marcó el inicio de la sedimentación controlada por cambios eustáticos donde hubo mayor espacio de acomodación para posibilitar el fenómeno de surgencia, el cual causó anoxia por alta productividad oceánica primaria.

AGRADECIMIENTOS

Ingeominas financió el trabajo de campo y la preparación de las muestras. Agradecemos a Carlos Ulloa, Erasmo Rodríguez y Giancarlo Renzoni quienes nos iniciaron en la problemática estratigráfica de la Cordillera Oriental durante nuestro servicio al Ingeominas. Roberto Hernández, Martha Suárez, Jorge Acosta y Orlando Hernández, entre otros, fueron magníficos compañeros de campo en la cartografía y estratigrafía de la plancha 227. Agradecemos a Samuel Jaramillo (Deminex) por digitalizar las figuras y a la Universidad EAFIT por financiar las copias fotográficas. El segundo autor aclara que los conceptos emitidos en esta publicación no necesariamente corresponden con la opinión de la compañía Deminex.

REFERENCIAS

- ALLMON, W. D. (1988): Ecology of recent Turritiline gastropods (Prosobranchia, Turritellidae): Current knowledge and paleoecological implications.- *Palaios*, v. 3, p. 259-284, Tulsa.
- ARTHUR, M.A. & SCHLANGER, S. O. (1979): Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef-reservoir giant oil fields.- *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 63, 6, p. 870-885, Tulsa.
- BERNER, R.A. (1981) A new geochemical classification of sedimentary environments.- *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, p. 359-365, Tulsa.
- BRASIER, M. D. (1980): Microfossils. -193 p., George Allen & Unwin, London.
- BRALOWER, T. J., ARTHUR, M. A., LECKIE, R. M., SLITER, W. V., ALLARD, D. J., SCHLANGER, S. O. (1994): Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous).- *Palaios*, v. 9, p. 335-369, Tulsa.
- BÜRGL, H. (1955): La Formación Guadalupe entre Tabio y Chía en la Sabana de Bogotá.- *Boletín Geológico*.- Instituto Geológico Nacional, v. III, 2, p. 23-55, Bogotá.
- _____ (1958): Bioestratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores.- *Boletín Geológico*. Instituto Geológico Nacional v. V, 2, p. 113-185, Bogotá.
- _____ (1959): Sedimentación cíclica en el Geosinclinal Cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia.- *Boletín Geológico. Servicio Geológico Nacional*, v. VII, 1-3, p. 85-118, Bogotá.
- _____ (1961): Historia Geológica de Colombia.- *Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, v. 11, 43, p. 137 - 191, Bogotá.
- BÜRGL, H & DUMIT, V. (1954): El Cretáceo Superior en la Región de Girardot.- *Boletín Geológico. Instituto Geológico Nacional*, v. II, 1, p. 23-48, Bogotá.
- CACERES, C. & ETAYO, F. (1969): Bosquejo geológico de la región del Tequendama.- 1er. Congreso Colombiano de Geología, Opúsculo Guía, Excursión pre-Congreso, 22 p, Bogotá.
- CACERES, C., ETAYO, F., LLINAS, R., RUBIANO, M. & PEREZ, L.J. (1970): Mapa Geológico del Cuadrángulo L-10 Fusagasugá. Escala 1: 100,000, Ingeominas, Bogotá.
- CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera.- Bolli, H., Saunders, J. & Perch-Nielsen, K., eds., *Plankton Stratigraphy*, p. 17-86, Cambridge University Press, Cambridge.
- CEDIEL, F., MOJICA, J. & MACIA, C. (1980): Definición estratigráfica del Triásico de Colombia, Suramérica. Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña.- *Newsletter on Stratigraphy*, v. 9, 2, p. 73-104, Berlin, Stuttgart.
- CLARKSON, E.N.,K. (1998): *Invertebrate Palaeontology and Evolution*.- Blackwell Science, p. 452, London.
- COOPER, M., 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 Los Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley. Colombia.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 79, 10, p. 1421-1443, Tulsa.
- CHAMPENTIER DE RIBES, G., WEECKSTEEN, G., & QUINTERO, R. (1961): Mapa Geológico de la Plancha K-10 Villetá. Escala 1:100,000.- Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- DECKER, K. (1991): Rhythmic bedding in siliceous sediments - an overview. - Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A., eds.. *Cycles and events in Stratigraphy*. Springer Verlag, p. 465-479, Heidelberg.
- DENGO, C., & COVEY, M. C. (1993): Structure of the Eastern Cordillera of Colombia. Implications for Oil Trap Styles and regional Tectonics.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v.77, 8, p. 1315-1337, Tulsa.
- DEMAISON, C. & MOORE, G. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 64, 8, p.1179-1209, Tulsa.
- DE PORTA, J. (1966): La Geología del extremo Sur del Valle Medio del Magdalena.- *Boletín de Geología*, Universidad Industrial de Santander, 22-23, p. 1-347, Bucaramanga.
- DIAZ, A. (1994): Distribución de las facies siliciclásticas corres-

- pondientes a la Formación Arenisca Tierna y equivalentes en el Valle Superior del Magdalena - Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, Universidad Nacional de Colombia, p. IV/1-15, Santafé de Bogotá.
- DICKINSON, W. R. (1988): Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins.- Kleinspehn, K.L. & Paola, C., eds. New Perspectives in Basin Analysis, p. 3-25, Springer-Verlag, Heidelberg.
- DUNHAM, R. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 108-121, Tulsa.
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget.-628 p., Springer Verlag, Heidelberg.
- ETAYO SERNA, F. (1964): Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombiano y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos.- Boletín de Geología Universidad Industrial de Santander, 16-17: 5-141, Bucaramanga.
- ____ (1968): El sistema Cretáceo en la región de Villa de Leiva y zonas próximas.- Geología Colombiana 5, p. 5-74, Bogotá.
- ____ (1979): Zonation of the Cretaceous of Central Colombia by Ammonites.- Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 2, p. 1-186, Bogotá.
- ____ (1985): Paleontología estratigráfica del sistema cretácico en la Sierra Nevada del Cocuy. - Etayo-Serna, F. & Laverde Montaño, F., eds. Proyecto Cretáceo. Publicaciones Especiales del Ingeominas v. 16, p. XXIV 1-47, Bogotá.
- ETAYO-SERNA, F., RENZONI, G. & BARRERO, D. (1976): Contornos sucesivos del mar Cretácico en Colombia.- I Congreso Colombiano de Geología Memorias, p. 217-252, Bogotá.
- FOLK, R. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks.- Hemphill's Publishing Co., 170 p., Austin.
- FÖLLMI, K. B., GARRISON, R.E., RAMIREZ, P., ZAMBRANO-ORTIZ, F., KENNEDY, W.J. & LEHNER, B.L. (1992): Cyclic phosphate-rich successions in the Upper Cretaceous of Colombia.- Paleogeography, Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology. v. 93, p. 151-182, Amsterdam.
- GRIMM, K. A. & FÖLLMI, K. B. (1990). Doomed pioneers: Event deposition and bioturbation in anaerobic marine environments.- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 666, Tulsa.
- GRIMM, K. A. & FÖLLMI, K. B. (1994). Doomed pioneers: Allochthonous crustacean tracemakers in anaerobic basinal strata, Oligo-Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico.- Palaios, v. 9, p. 313-334, Tulsa.
- GUERRERO, J. & SARMIENTO, G. (1996) Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en Exploración Petrolera.- Geología Colombiana 20, p. 3-66, Bogotá.
- HART, M. (1980): A water depth model for the evolution of the planktonic foraminifera.- Nature 286 (5770), p. 252-254, London.
- HERNANDEZ, H. (1990): Estratigrafía del Grupo Guadalupe al Occidente de La Sabana de Bogotá (Trabajo de Grado).- 142 p., Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- HETTNER, A. (1892): Die Kordillere von Bogotá.- Ergänzungssheft 104 zu Pettermanns Mitteilungen, 131 p., Justus Pertha, Gotha.
- HUBACH, E. (1931a): Geología petrolífera del Departamento del Norte de Santander.- Reproducido del Informe 176 del Servicio Geológico Nacional en: Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia, Tomo XII, 1993, Ingeominas, 377 p., Bogotá.
- HUBACH, E. (1931b): Exploración en la región de Apulo - San Antonio - Viotá.- Boletín de Minería y Petróleos, t. 4, ns. 25-27, p. 41-60, Bogotá.
- ____ (1958): Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores.- Boletín Geológico Servicio Geológico Nacional v. 5, 2, p. 93-112, Bogotá (escrito 1951).
- IIJIMA, A. & TADA, R. (1981): Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanioclastic sediments in northern Japan.- Sedimentology 28, p. 185-200, Amsterdam.
- IUGS INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (1994): International Stratigraphic Guide. Salvador, A. (ed.) Second Edition.- Geological Society of America, p. 214, Boulder.
- JARAMILLO, C. & YEPES, O. (1994): Palinoestratigrafía del Grupo Olini (Coniaciano - Campaniano), Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, Universidad Nacional de Colombia, p. XVII/1-18, Bogotá.
- JULIVERT, M. (1968): Lexique Stratigraphique International, Colombie. Volume V, Fascicule 4a, première partie.- Centre National de la Recherche Scientifique, 652 p., Paris.
- KAUFFMAN, E., (1978): Benthic environments and paleoecology of the Posidonienschiefer (Toarcian).- Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Abhandlungen v. 157, 1-2, p. 19-36, Tuebingen.
- KENDALL, A. C., (1992): Evaporites.- Walker, R. G. & James, N.P., eds., Facies Models (2nd edition).- Geoscience Canada, Reprint Series, 1 (reprinted 1994), p. 259-296, St. Johns.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. & HART, M. B. (1990): Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, paleocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil.- Transactions Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, v. 81, p. 221-246.
- LIPPS, J., 1979. "Microfossils".- En: Gray, P. (ed.) Encyclopaedia of microscopy and microtechnique". New York": Van Nostrand Reinhold, p.308-312.
- LUNDEGARD, P.D. & SAMUELS, N. D. (1980): Field classification of fine grained sedimentary rocks.- Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, 3, p. 781-786, Tulsa.

- LUTZ, R. B., FRITZ, L. W., & CERRATO, R. M. (1988): A comparison of bivalves (*Calyptogena magnifica*) growth at two deep-sea hydrothermal vents in the eastern Pacific.- Deep-Sea Research, v. 35, p. 1793-1810, Oxford.
- MACELLARI, C. (1988): Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America.- Journal of South American Earth Sciences, v. 1, 4, p. 373- 418, Oxford.
- MACELLARI, C. E. & DE VRIES, T. (1987): Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America.- Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 59, p. 279-292, Amsterdam.
- MANN, U. (1995): Genese kretazischer Schwarzschiefer in Kolumbien: globale vs. regionale Prozesse.- Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen 63, p. 1-153, Bremen.
- MARTINEZ, J. I. (1989): Foraminiferal Biostratigraphy and Paleoenvironments of the Maastrichtian Colon Mudstones of Northern South América.- Micropaleontology, v. 35, 2, p. 97-113, New York.
- _____(1990): Estratigrafía de la plancha 227.- Informe interno Ingeominas, 120 p., Bogotá (inédito).
- _____(1995): Microfósiles del Grupo Guadalupe y la Formación Guaduas (Campaniano-Maastrichtiano) en la sección de Tausa, Cundinamarca, Colombia.- Revista Ciencia, Tecnología y Futuro, v. 1, 1, p. 65-81, Bucaramanga.
- MARTINEZ, J. I., MUÑOZ, F. A., & SARMIENTO, L. F., en revisión: Late Cretaceous upwelling events from the Upper Magdalena Basin, Colombia.- In: Geology of Colombia (T. Villamil & E. Baquero), Geological Society of America Special Volume.
- MORENO, M. (1991): Provenance of the lower Cretaceous sedimentary sequences, central part, Eastern Cordillera, Colombia.- Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, v. XVIII, 69, p. 159-173, Bogotá.
- _____(1992): Stratigraphy of the Lower Cretaceous Rosablanca and Cumbre Formations, Utica Sandstone and Murca Formation, West Flank, Eastern Cordillera, Colombia.- Geología Colombiana 17, p. 65-86, Bogotá.
- MYERS, K.J. & MILTON, N.J. (1996): Concepts and principles of sequence stratigraphy. - Emery, D. & Myers, K.J., eds. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science (reprinted 1998), p. 11-41, Oxford.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983): North American Stratigraphic Code.- Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists v. 67, 5, p. 841-875, Tulsa.
- PEREZ, G. & SALAZAR, A. (1978): Estratigrafía y Facies del Grupo Guadalupe.- Geología Colombiana 10, p. 7-86, Bogotá.
- PETTERS, V. (1955): Development of Upper Cretaceous Foraminiferal Faunas in Colombia.- Journal of Paleontology, v. 29, 2, p. 212-225, Tulsa.
- PINDELL, J. L. (1993): Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution.- GCSSEPM Foundation, 13th Annual Research Conference Proceedings, p. 251-274.
- POLANIA, H. y RODRIGUEZ, G. (1978): Posibles Turbiditas del Cretáceo Inferior (Miembro Socotá) en el área de Anapoima (Cundinamarca).- Geología Colombiana 10, p. 87-116, Bogotá.
- PRATT, S., ROWLINSON, N.,AITKEN, B., ANDERSON, W., BABCOCK, C., CAMPBELL, C. & MAHER, P. (1961): Second Annual Field Conference Cundinamarca - Boyaca Muzo Emerald Mines.- Colombian Society of Petroleum Geologists & Geophysicists (field trip guide), A/1-C/20 p., Bogotá.
- RENZONI, G. (1962): Apuntes acerca de la Litología y Tectónica de la zona al Este y Sureste de Bogotá.- Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, v. 5, 1-3, p. 59-80, Bogotá.
- _____(1981): Geología del Cuadrángulo J-12, Tunja.- Boletín Geológico. Ingeominas, v. 24, n. 2, p. 29-46, Bogotá (escrito en 1967).
- _____(1968): Geología del Macizo de Quetame.- Geología Colombiana 5, p. 75-127, Bogotá.
- RICHARDS, M.T. (1996): Deep-marine Clastic Systems. -Emery, D. & Myers, K.J., eds. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science (reprinted 1998), p. 178-210, Oxford.
- RODRIGUEZ, C. & ROJAS, F. (1985): Estratigrafía y tectónica de la serie Infracretáctica en los alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia.- En: Etayo-Serna, F. & Laverde Montaño, F. (eds.). Proyecto Cretáceo. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas v. 16, p. XXI/1-21, Bogotá.
- RODRIGUEZ, E. & ULLOA, C. (1994a): Mapa Geológico de Colombia, Plancha 189-La Palma. Escala 1:100,000.- Memoria Explicativa, 57 p., Ingeominas, Bogotá.
- _____(1994b): Mapa Geológico de Colombia, Plancha 169-Puerto Boyacá. Escala 1:100,000.- Memoria Explicativa, 31 p., Ingeominas, Bogotá.
- SARMIENTO, G. (1992): Palinología de la Formación Guaduas- Estratigráfica y Sistemática.- Boletín Geológico, Ingeominas, v. 32, 1-3, p. 45-126, Bogotá.
- SCHLANGER, S. O. & JENKINS, (1976): Cretaceous oceanic anoxic events, causes and consequences.- Geologie en Minjbow vol. 55, p. 179-184, Amsterdam.
- SLITER, W. V. (1989): Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section.- Journal of Foraminiferal Research, v. 19, 1, p. 1-19, Washington.
- STOCK, H. (1994): Stratigraphie, Sedimentologie und Palaeogeographie der Oberkreide in den nordoestlichen Dolomiten (Italien).- Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Band 137, Heft 2, p. 383-406, Viena.
- TCHEGLIAKOVA, N. & PEREZ, V. (1995): Registro de la zona bioestratigráfica *Dicarinella concavata* (Foraminifera) en el extremo noroccidental de Suramérica (Colombia).- Geología Colombiana 19, p. 131-143, Bogotá.
- UJUETA, G. (1962): Geología del Noreste de Bogotá.- Boletín

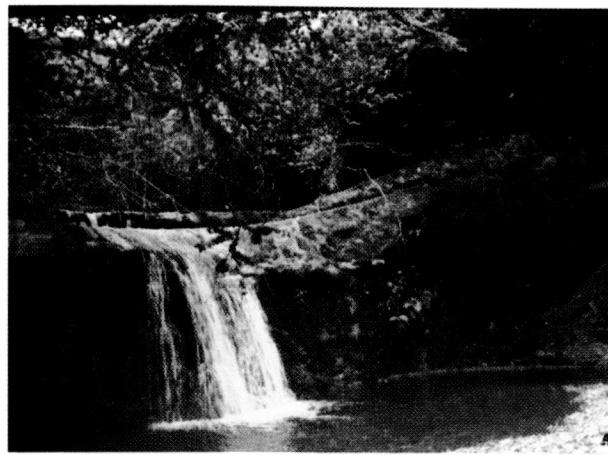
- Geológico, Servicio Geológico Nacional v. IX, 1-3, p. 23-46, Bogotá.
- ULLOA, C. & ROGRIGUEZ, E. (1991): Mapa Geológico de Colombia, Plancha 190-Chiquinquirá. Escala 1:100,000.- Memoria Explicativa, 26 p., Ingeominas, Bogotá.
- ULLOA, C., ACOSTA, J. & MARTINEZ, J.I. (1993): Mapa Geológico de Colombia, Plancha 227-La Mesa. Escala 1:100,000.- Memoria Explicativa (1997), 109 p., Ingeominas, Bogotá.
- VERGARA, L. (1997a): Stratigraphy, Foraminiferal Assemblages and Paleoenvironments in the Late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia (Part I).- Journal of South American Earth Sciences, v. 10, 2, p. 111-132, Oxford.
- _____(1997b): Paleontological Notes on some Foraminifera from the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia.- Geología Colombiana 22, p. 121-133, Bogotá.
- VERGARA, L. & PROESSL., K. (1994): Dating the Yaví Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia)- palynological results.- En: Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, Universidad Nacional de Colombia, p. XVIII- 1-14, Bogotá.
- VERGARA, L. & RODRIGUEZ, G. (1997): The Upper Cretaceous and Lower Paleocene of the Eastern Bogotá Plateau and Llanos Thrustbelt, Colombia: Alternative Appraisal to the Nomenclature and Sequence Stratigraphy.- Geología Colombiana 22, p. 51-79, Bogotá.
- VERGARA, L., RODRIGUEZ, G. & MARTINEZ, I. (1997): Agglutinated foraminifera and sequence stratigraphy from the Chipaque Formation (Upper Cretaceous) of El Crucero section, Colombia, South America.- Micropaleontology, v. 43, 2, p. 185-201, New York.
- VILLAMIL, T. (1998): Chronology, Relative Sea-level History and a New Sequence Stratigraphic Model for Basinal Cretaceous Facies of Colombia.- Pindell, J. & Drake, C., eds. Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, Northern South America. Society for Sedimentary Geology Special Publication 58, p. 161-216, Tulsa.
- VILLAMIL, T. & ARANGO, C. (1998): Integrated stratigraphy of latest Cenomanian and early Turonian facies of Colombia.- Pindell, J. & Drake, C., eds. Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, Northern South America. Society for Sedimentary Geology Special Publication 58, p. 129-159, Tulsa.
- VILLAMIL, T., ARANGO, C., CASTILLO, D., JARAMILLO, C., & MOJICA, D. (1992): Correlación gráfica entre dos secciones de la Formación La Frontera, Mesitas del Colegio, Colombia.- Revista Facies, Universidad Nacional de Colombia, 3, p. 1-10, Bogotá.
- VILLAMIL, T., KAUFFMAN, E. G., & LEANZA, H. A. (1998): Epibiont habitation patterns and their implications for life habits and orientation among trigoniid bivalves.- Lethaia, 31, p. 43-56.
- WALKER, R. (1992): Turbidites and associated coarse clastic deposits.- En: Walker, R. G. & James, (eds.). Facies Models, Geoscience Canada, Reprint Series 1 (reprinted 1994), p. 171-188, St. Johns.

Manuscrito recibido: Abril de 1999

LAMINA 1

Formación Trincheras en la sección de la Quebrada El Tigre:

- (1) parasecuencia (m 5 a 10) constituida por lodoletas grises en la base, arenitas al medio y calizas con bivalvos al techo,
- (2) capa diamictítica (m 9) con clastos de cuarzoarenita de grano fino inmersos en limolita de cuarzo,
- (3) superficie de estratificación en caliza con trigónidos,
- (4) sección condensada representada por lodoletas laminadas y capa de limolita silícea concrecional (m 45),
- (5) cuarzoarenita regresiva con estratificación ondulosa (Segmento 3). Formación Socotá en la sección Alto Ojo de Agua - Quipile:
- (6) ciclo granocreciente (detalles en la Lámina 2, Fotos 1-3).



1



2



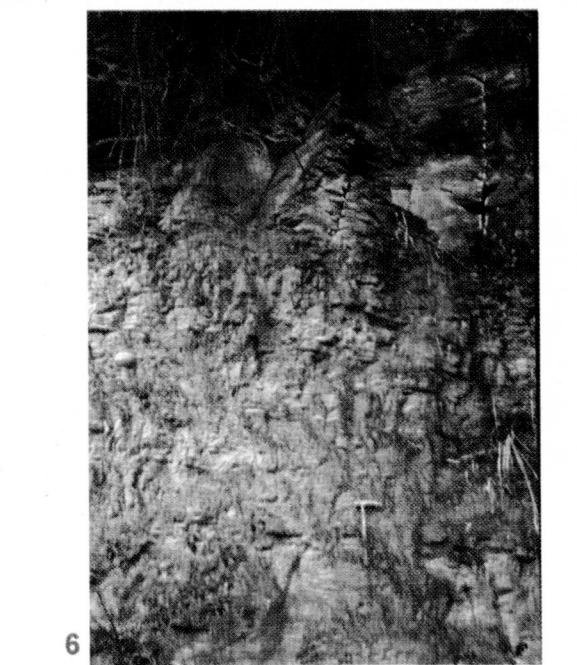
3



4



5



6

Lámina 1

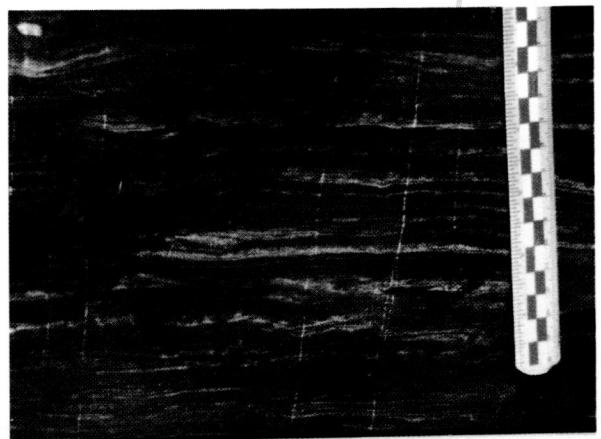
LAMINA 2

Formación Socotá en la sección Alto Ojo de Agua - Quipile: detalle de ciclo granocreciente observado en el Río Apulo;

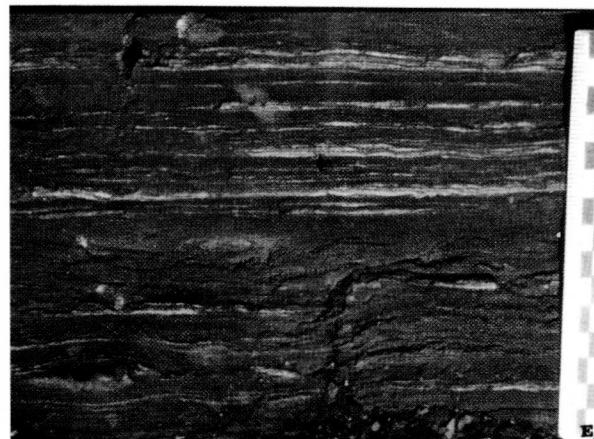
- al techo (1) cuarzoarenita con laminación ondulosa,**
- al medio (2) limolitas de cuarzo y cuarzoarenitas,**
- y hacia la base (3) lodolitas negras con láminas delgadas de cuarzoarenita,**
- (4) conglomerado de cuarzo y superficie erosiva (m 286),**
- (5) tronco fósil (m 200) con oradaciones de bivalvos,**
- (6) foraminífero rotaliforme (planctónico?; muestra 184929).**



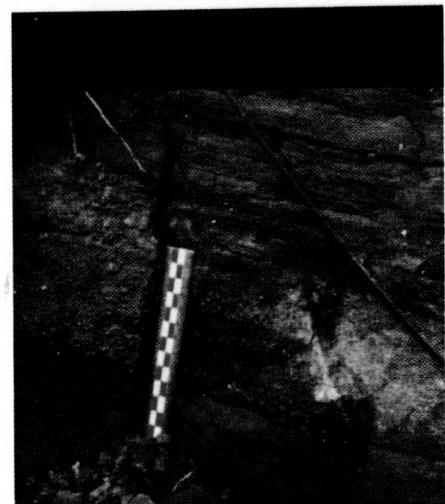
1



2



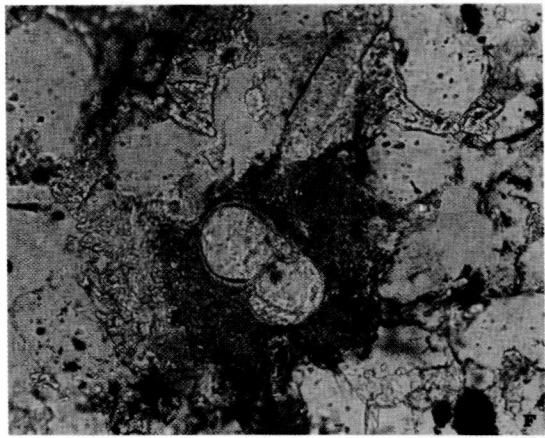
3



4



5



6

Lámina 2

LAMINA 3

Formación Hiló en la sección Albán - Sasaima:

(1) sección condensada (m 850) representada por los niveles de chert de estratificación paralela,
Formación Hiló en la sección Guayabal de Síquima - Bituima:

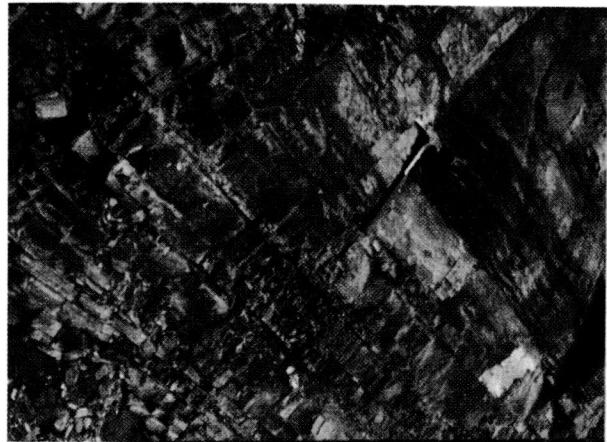
(2) derrumbe y brecha sinsedimentaria (m 808),

(3) canto rodado con especímen de *Oxytropidoceras* sp.,

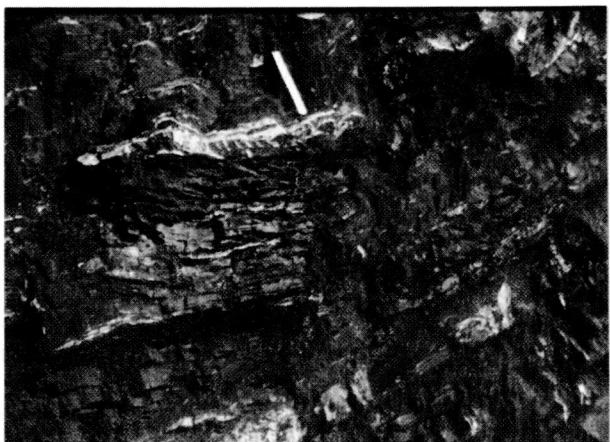
(4) *Rotalipora reicheli* como moldes mal preservados en una matriz de sílice y materia orgánica
(muestra 184829: sección Albán - Sasaima),

(5) *Rotalipora reicheli*, especímenes llenos de calcita e inmersos en una matriz de micrita, sílice y
materia orgánica (muestra 184901: sección La Mesa - La Gran Vía), **Formación Simijaca en la sección**
Anolaima - La Florida:

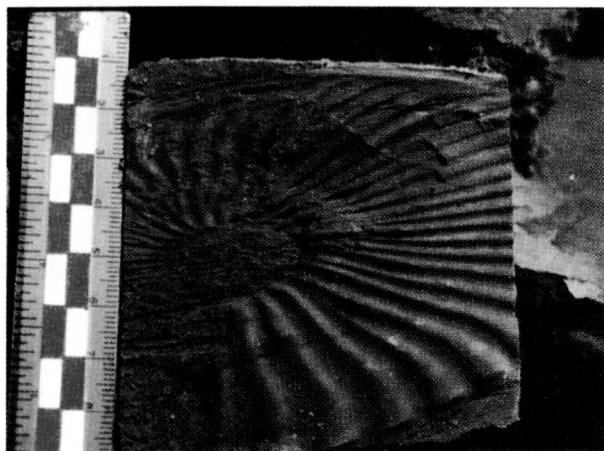
(6) secuencia regresiva (HST) al tope de la unidad (cuarzoarenitas de grano fino).



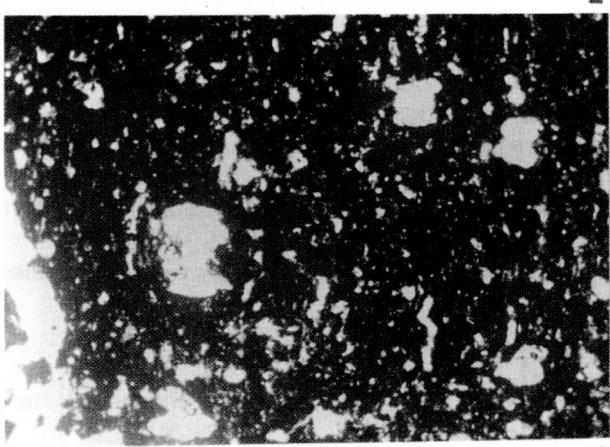
1



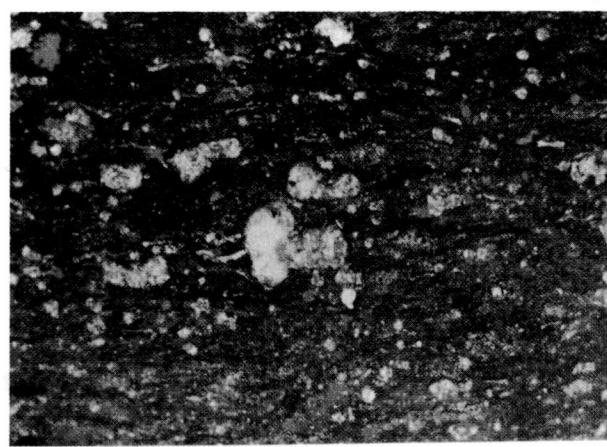
2



3



4



5



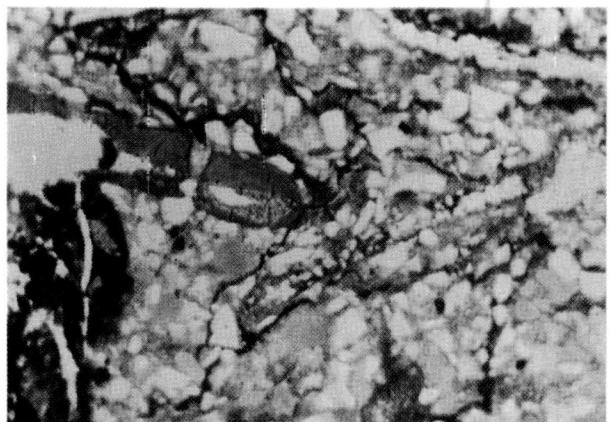
6

Lámina 3

LAMINA 4

Formación Simijaca en la sección Anolaima - La Florida:

- (1) cuarzoarenitas regresivas meteorizadas (m 14) con evidencias de bioperturbación y moldes mal preservados de bivalvos,**
- (2) detalle petrográfico (m 14): granos de cuarzo subangulares con óxidos e hidróxidos de hierro (muestra 184850). Formación La Frontera en la sección del Río Curí:**
- (3) Iodolitas y calizas hemipelágicas transgresivas (m 3),**
- (4) sección condensada representada por niveles de chert (m 30) en capas paralelas a ondulosas,**
- (5) concreción micrítica gigante (m 11),**
- (6) detalle foraminíferos planctónicos (e.g. *Heterohelix* sp.) inmersos en una matriz de sílice amorfa y materia orgánica (muestra 184844).**



1



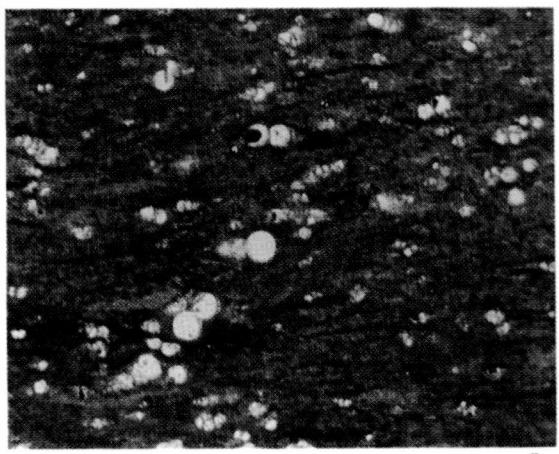
3



4



5



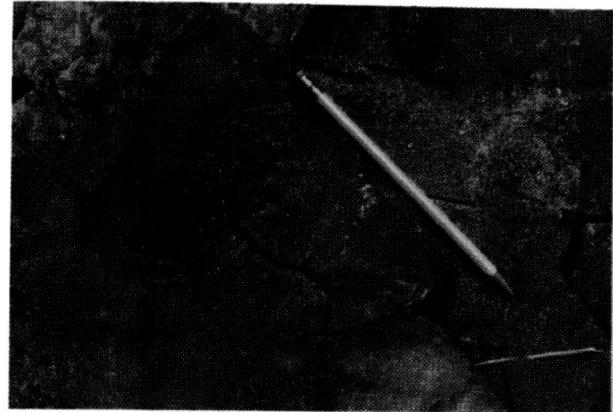
6

Lámina 4

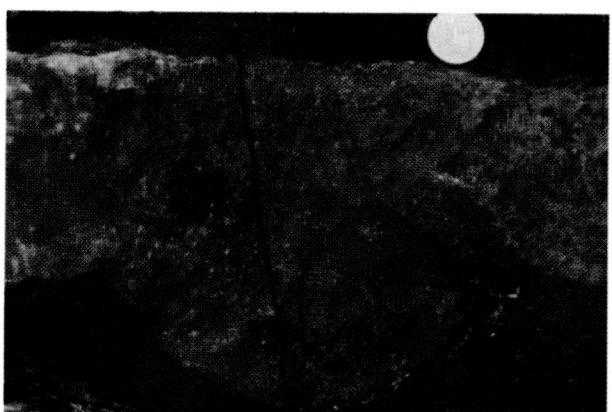
Lámina 5

Formación Conejo en la sección Quebrada Nemicé:

- (1) impresión de amonita,**
- (2) calco de carga, i.e. caliza arenosa sobre Iodolita gris oscuro, Formación Arenisca Dura en la sección Subachoque - Tabio:**
- (3) detalle estratificación cruzada. Formación Lomagorda en la sección La Virgen - El Retiro:**
- (4) Iodolitas calcáreas gris oscuro - café con concreciones (m 10),**
- (5) amonita con bivalvos epibiontes,**
- (6) foraminíferos bentónicos (bulimínidos) y planctónicos llenados de esparita e inmersos en una matriz de micrita y sílice (muestra 184936).**



1



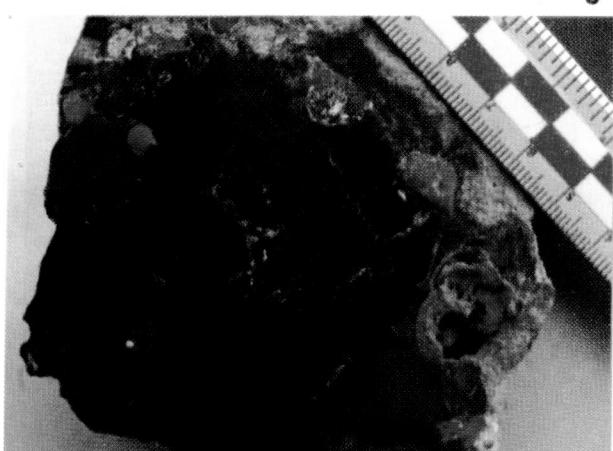
2



3



4



5

Lámina 5

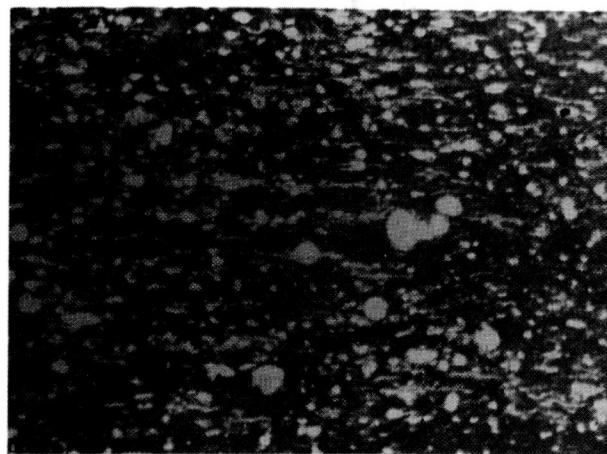


6

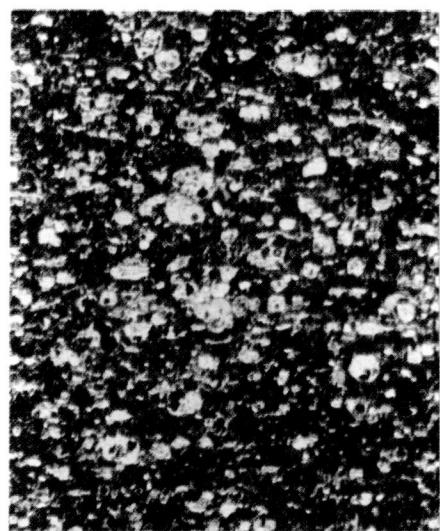
LAMINA 6

Sección La Virgen - El Retiro. Formación Lidita Inferior:

- (1) foraminíferos en una matriz de sílice (muestra 184959), Formación Nivel de Lutitas;**
- (2) limolita de cuarzo, calcárea, con foraminíferos (muestra 184857), Formación Lidita Superior;**
- (3) liditas de estratificación paralela a ondulosa (m 835),**
- (4) conglomerado de chert (m 798),**
- (5) lodoítas calcáreas laminadas (m 730), y**
- (6) bulimínidos, nodosáridos y rotálidos en una matriz de sílice y materia orgánica (muestra 184852).**



1



2



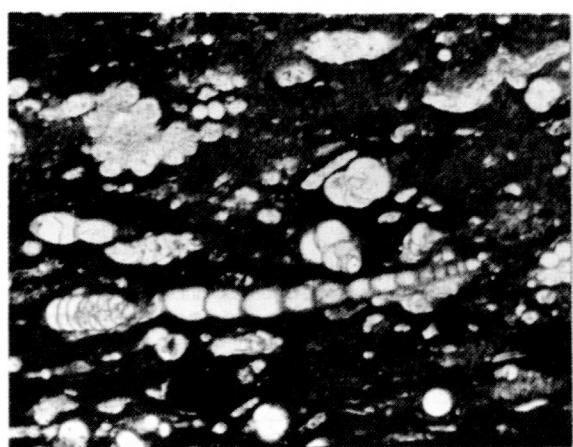
3



4



5



6

Lámina 6