

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
Carlos Rodado Noriega, Ministro



INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS
Alfonso López Reina, Director General

GEOLOGIA DEL CUADRANGULO I-13, MALAGA

Informe No. 1712

Por:

**RODRIGO VARGAS H., ALFONSO ARIAS T.,
LUIS JARAMILLO C. y NOEL TELLEZ I.**

Volumen 24 - No. 3, pp. 1- 76 -1981
Bogotá - Colombia
ISSN - 0120 - 1425

**Bol. Geol.
Ingeominas**

Derechos Reservados por:
INGEOMINAS: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras
Diag. 53 No. 34-53, Apartado Aéreo No. 4865 - Bogotá 2, D.E. Colombia S.A.

El Boletín Geológico se publica en tres (3) números cada año.
Formato de publicación: 17 x 24 cm.

Editor:

ALBERTO VILLEGAS BETANCOURT
Geólogo

Precio de cada ejemplar:	En Ingeominas	\$ 200,00 (US\$ 5,00)
	Vía Aérea	\$ 250,00 (US\$ 6,50)

Editado e impreso por Ingeominas

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	7
1. INTRODUCCION	7
1.1. LOCALIZACION	8
1.2. TOPOGRAFIA	8
1.3. CLIMA Y VEGETACION	8
1.4. HIDROGRAFIA	10
1.5. ACCESIBILIDAD	10
1.6. POBLACION	10
1.7. METODO DE TRABAJO	11
1.8. ESTUDIOS ANTERIORES	11
1.9. AGRADECIMIENTOS	12
2. ROCAS METAMORFICAS	13
2.1. NEIS DE BUCARAMANGA	13
2.2. FORMACION SILGARA	13
2.2.1. FAJA CEPITA - MOGOTES	13
2.2.2. FAJA SAN JOAQUIN - ONZAGA - PARAMO DE CANUTOS ..	14
2.3. ORTONEIS	14
2.4. MIEMBRO FLORESTA METAMORFOSEADO	14
2.4.1. FAJA MOGOTES - SAN JOAQUIN	15
2.4.2. FAJA FLORESBLANCAS - COVARACHIA - SANTA ROSITA ..	15
2.5. METAMORFISMO REGIONAL	15
2.5.1. NEIS DE BUCARAMANGA	15
2.5.2. FORMACION SILGARA	16
2.5.3. ORTONEIS	16
2.5.4. MIEMBRO FLORESTA METAMORFOSEADO	16
2.6. METAMORFISMO TERMICO	16
2.7. METAMORFISMO RETROGRADO	17
3. ROCAS IGNEAS	17
3.1. DIORITA DEL RIO GUACA	17
3.2. GRANITO DE PESCADERO	17
3.3. CUARZOMONZONITA DE SANTA BARBARA	18
3.4. BATOLITO DE MOGOTES	18
3.4.1. CUARZOMONZONITA DEL BATOLITO DE MOGOTES	18
3.4.2. GRANODIORITA DEL BATOLITO DE MOGOTES	19
3.4.3. EDAD DE LA CUARZOMONZONITA Y DE LA GRANODIO- RITA DEL BATOLITO DE MOGOTES	19
3.5. CUARZOMONZONITA DE SANTA ROSITA	20
3.5.1. STOCK AL OESTE DE SOATA	20
3.5.2. STOCK DEL PARAMO DE CANUTOS	21
3.6. DIQUES	21
3.7. RIOLITAS DE ONZAGA	21
4. ROCAS SEDIMENTARIAS	22
4.1. SISTEMA DEVONICO	22

	Página
4.1.1. FORMACION FLORESTA	23
4.1.1.1. <i>Miembro Tibet</i>	23
4.1.1.2. <i>Miembro Arcilloso</i>	26
4.2. SISTEMA PERMO-CARBONIFERO	27
4.2.1. PALEOZOICO DEL RIO NEVADO	27
4.2.2. FORMACION CUCHE	29
4.3. SISTEMA JURA-TRIASICO	30
4.3.1. FORMACION MONTEBEL	30
4.3.2. FORMACION GIRON	31
4.4. SISTEMA CRETACEO	32
4.4.1. SECCIONES CON NOMENCLATURA DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA	33
4.4.1.1. <i>Formación Tambor</i>	33
4.4.1.2. <i>Formación Rosablanca</i>	33
4.4.2. SECCIONES CON NOMENCLATURA DE LA CUENCA DE MA- RACAIBO	34
4.4.2.1. <i>Formación Rionegro</i>	34
4.4.2.2. <i>Formaciones Tibú y Mercedes</i>	35
4.4.2.3. <i>Formación Aguardiente</i>	39
4.4.2.4. <i>Formación Capacho</i>	42
4.4.2.5. <i>Formación La Luna</i>	44
4.4.2.6. <i>Formaciones Colón y Mito Juan</i>	44
4.4.3. SECCIONES CON NOMENCLATURA DEL NORESTE DE LA SABANA DE BOGOTA	46
4.4.3.1. <i>Formación Guadalupe</i>	46
4.4.3.2. <i>Formación Guaduas</i>	48
4.5. SISTEMA TERCIARIO	49
4.5.1. SECCIONES CON NOMENCLATURA DE LA CUENCA DE MARACAIBO	50
4.5.1.1. <i>Formación Barco</i>	50
4.5.1.2. <i>Formación Los Cuervos</i>	51
4.5.1.3. <i>Formación Mirador</i>	51
4.5.1.4. <i>Formación Carbonera</i>	52
4.5.2. SECCIONES CON NOMENCLATURA DEL NORESTE DE LA SABANA DE BOGOTA	53
4.5.2.1. <i>Formación Areniscas de Socha</i>	53
4.5.2.2. <i>Formación Arcillas de Socha</i>	54
4.5.2.3. <i>Formación Picacho</i>	55
4.5.2.4. <i>Formación Concentración</i>	56
4.6. SISTEMA CUATERNARIO	57
4.6.1. DEPOSITOS GLACIARES	57
4.6.2. DEPOSITOS FLUVIO GLACIARES	57
4.6.3. TERRAZAS	57
4.6.4. DEPOSITOS COLUVIALES	58
4.6.5. DEPOSITOS ALUVIALES	58

	<u>Página</u>
5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	58
5.1. MACIZO DE SANTANDER	58
5.1.1. ESTRUCTURA DE LAS ROCAS METAMORFICAS	58
5.1.2. ESTRUCTURA DE LAS ROCAS IGNEAS	58
5.1.3. FALLAS	59
5.1.3.1. <i>Falla de Bucaramanga</i>	59
5.1.3.2. <i>Falla de Onzaga o Boyacá</i>	60
5.1.3.3. <i>Falla de Chaguaca</i>	60
5.1.3.4. <i>Otras Fracturas</i>	61
5.2. BORDE ESTE DEL MACIZO DE SANTANDER	61
5.2.1. AREA RIO CONGRESO - MALAGA - CONFLUENCIA RIO SERVITA - CHICAMOCHA	61
5.2.2. AREA DEL VALLE DEL SERVITA - NORTE DE CHAPETON - RIO NEVADO - ESTE DEL VALLE DE SERVITA	63
5.2.3. AREA DE EL TOBAL - EL ESPINO	64
5.2.4. AREA EL COCUY - LAS MERCEDES - FILO DE ACEVEDO ..	64
5.2.5. AREA DE CAPITANEJO - SOATA - SATIVA NORTE	64
5.2.6. AREA CHAPETON - BOAVITA - SOCOTA	65
5.2.7. AREA DE PANQUEBA - EL ESPINO - SAN MATEO - LA UVITA - CHITA - EL COCUY	65
5.2.8. FALLA DEL SERVITA	65
5.2.9. FALLA DEL CHICAMOCHA	66
5.2.10. FALLA DE SOAPAGA	66
5.2.11. FALLA DE SAN MATEO	66
5.2.12. FALLA DE CHISCAS	67
5.2.13. OTRAS FRACTURAS	67
5.2.14. ESTRUCTURAS DE GRAVEDAD O DE COLAPSO	67
6. GEOLOGIA ECONOMICA	67
6.1. MINERALES METALICOS	67
6.1.1. COBRE	69
6.1.1.1. <i>Afloramiento Las Castillas</i>	69
6.1.2. PLOMO - ZINC	69
6.1.2.1. <i>Montenegro</i>	69
6.1.2.2. <i>Mina Machacuta</i>	69
6.1.2.3. <i>Mina Alcohol</i>	70
6.1.2.4. <i>El Jeque</i>	70
6.1.2.5. <i>Las Mercedes</i>	70
6.1.2.6. <i>El Escobal</i>	70
6.1.3. HIERRO	70
6.1.3.1. <i>Quebrada Aguacolorado</i>	70
6.1.3.2. <i>Area de Sativa Norte</i>	70
6.1.3.3. <i>Area de Jericó</i>	70
6.1.3.4. <i>Area de San Mateo Quebrada El Bambacho</i>	71
6.2. MINERALES NO METALICOS	71
6.2.1. CALIZAS	71

	<u>Página</u>
6.2.2. ROCA FOSFORICA	71
6.2.3. CARBON	71
6.2.3.1. <i>Mina El Junco</i>	71
6.2.3.2. <i>Mina La Carbonera</i>	71
6.2.3.3. <i>Otras Localidades</i>	71
6.2.4. ARENAS PARA CONSTRUCCION	72
6.2.4.1. <i>Canteras El Término</i>	72
6.2.5. ARCILLAS PARA LADRILLOS'	72
6.2.5.1. <i>Canteras Los Chircales</i>	72
7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	72

FIGURAS

1. Localización del área estudiada	9
2. Ocurrencias minerales del Cuadrángulo I-13	68

PLANCHAS

1. Mapa geológico del Cuadrángulo I-13, Málaga (En Bolsillo)	
2. Sección estratigráfica del Cretáceo y Terciario en la confluencia del Río Servitá con el Chicamocha, en cuatro (4) hojas (En Bolsillo)	

* * *

RESUMEN

El Cuadrángulo I-13, Málaga comprende un área de 4.800 km² en la Cordillera Oriental, en donde ésta abandona una dirección NNE para tomar una NNW, y cubre parte de los departamentos de Santander y Boyacá.

Rocas metamórficas de edad pre-devónica están representadas por neises y esquistos de la Formación Neis de Bucaramanga y esquistos, filitas y metaareniscas de la Formación Silgará. Rocas metamórficas más jóvenes, posiblemente del Devónico inferior, incluyen filitas y metaareniscas, del Miembro Floresta Arcilloso Metamorfoseado.

Rocas ígneas de edad Jura-Triásica forman parte del Batolito de Mogotes y otros pequeños cuerpos que, junto con las rocas metamórficas, se hallan restringidas a la parte occidental del área, formando parte del Macizo de Santander. Cuarzomonzonitas, granitos, granodioritas, dioritas, riolitas y diques básicos son los principales tipos de rocas ígneas presentes en el área.

Las rocas sedimentarias, expuestas principalmente en la parte oriental del cuadrángulo, varían en edad desde Devónico a Reciente. El Paleozoico está representado por las formaciones Floresta del Devónico, Cuche del Carbonífero y Río Nevado del Permo-Carbonífero. El sistema Jura-Triásico está restringido a los afloramientos de las formaciones Montebel y Girón. El Cretáceo en su gran mayoría corresponde a sedimentos de la Cuenca de Maracaibo, en lo que puede ser su prolongación más sur y en pequeña proporción a las de la Cuenca del Valle Medio y parte alta de la Cuenca de la Sabana. El Terciario, con cierta homogeneidad litológica, está representado por sedimentos de la Cuenca de Maracaibo en el norte y área de Paz de Río en el sur.

La tectónica de la parte oriental es de falla y plegamiento que contrasta con la del lado oeste del macizo en donde el fracturamiento del zócalo es preponderante.

Las ocurrencias minerales observadas corresponden a pequeñas manifestaciones de sulfuros de plomo, zinc y en menor proporción de cobre, hierro oolítico, así como carbones, calizas y fosfatos.

1. INTRODUCCION

Continuando los programas de Cartografía y Geología Económica, iniciados por el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (INGEOMINAS), en la Regional de Bucaramanga, en el año 1969, se reiniciaron los trabajos de campo con el fin de poner término a la cartografía del Cuadrángulo I-13 ya avanzada en la zona comprendida entre los municipios de Mogotes y Málaga, parte noroccidental del cuadrángulo. Las labores se empezaron cubriendo la zona al este del Río Chicamocha, hasta completar un área aproximada de 3.760 km²; durante el segundo semestre de 1975 y para llenar los requisitos establecidos por el Ingeominas para esta clase de publicaciones, se inició la cartografía de 1.200 km² en la zona más oriental; para algunas regiones de difícil acceso en esta parte, fue necesaria la ayuda de la fotointerpretación geológica.

Desde un comienzo se tropezó con problemas de orden estratigráfico, los cuales no fueron resueltos en su totalidad debido a la carencia de estudios paleontológicos detallados. En vista de lo anterior, se decidió utilizar las varias nomenclaturas existentes en otras zonas de la Cordillera Oriental, buscando que las unidades cartografiadas correspondieran lo más exactamente posible con las descripciones de las secuencias en su localidad original.

Uno de los fines principales de la cartografía geológica era el de buscar las áreas favorables en donde se pudieran realizar trabajos de prospección minera; se buscó en todo momento visitar las manifestaciones minerales de las cuales se tuvo noticia; la mayoría de éstas aparecen descritas en el trabajo de Ward et al (1971); sin embargo en este informe se incluye un capítulo de la parte económica en el cual se hace referencia espe-

cialmente a aquellas ocurrencias minerales no incluidas en el trabajo mencionado.

1.1. LOCALIZACION

El Cuadrángulo I-13, está localizado sobre la Cordillera Oriental colombiana, pocos kilómetros al norte del sitio en donde ésta abandona su dirección noreste para tomar una dirección noroeste. Los municipios de Málaga al norte y Socotá al sur, delimitan el cuadrángulo. Geológicamente se sitúa en el extremo meridional del Macizo de Santander y parte más septentrional del Macizo de Floresta. Dentro de la nomenclatura del Instituto Geográfico Agustín Codazzi el cuadrángulo cubre las planchas a escala 1:100.000, números 136, Málaga y 152, Soatá y la franja occidental de las planchas 137, Cocuy y 153, Chita, comprendidas entre las coordenadas $X=1.160.000$ y $X=1.240.000$; $Y=1.120.000$ a $Y=1.167.000$ y de las carcanías de ésta, debido a cambio en la nomenclatura, $Y=850.000$. Aproximadamente el 56 % del área cubierta se halla en el Departamento de Santander y el resto corresponde al Departamento de Boyacá (Fig. 1).

1.2. TOPOGRAFIA

En su gran mayoría el área cubierta presenta una topografía abrupta con pendientes fuertes; en general los ríos y quebradas corren por cañones profundos de laderas escarpadas. Las alturas varían entre 600 y 4.270 m; la cota más baja se encuentra en el valle del Río Chicamocha en carcanías del municipio de Cepitá, Plancha 136 I-A, mientras que las alturas máximas se localizan en el Páramo de Canutos al suroeste de la Laguna Las Barrosas, Plancha 152 III-C, y Filo de Acevedo en el Cerro Los Santos, Plancha 137, I-B, (Plancha 1).

Topográficamente se reconocen dos zonas: la primera corresponde a las partes planas y semiplanas, ocupan la menor área dentro del cuadrángulo, y están restringidas a los valles de los ríos principales y a algunos depósitos glaciares y coluviales; la mayor de éstas áreas se encuentran en la localidad de

Llano Grande, Plancha 152 III-C; la segunda zona con topografía semiabrupta y abrupta, cubre el área mayor trabajada y ella incluye la zona de páramos, con alturas mayores de 3.200 m; entre éstos se pueden citar los páramos de Canutos, Santa Rosita, Guantiva, parte sur del Páramo del Almorzadero y parte más oeste del Páramo de Chita o Güicán

1.3. CLIMA Y VEGETACION

Varias zonas diferentes por su clima y vegetación pueden distinguirse dentro del cuadrángulo.

En primer término el Valle del Chicamocha destaca por sus características de vegetación nula y su gran aridez. En su primera parte del recorrido, el Río Chicamocha atraviesa terrenos terciarios y cretácicos y dadas las características de estas zonas pueden observarse cultivos generalmente de tabaco y en casos aislados de maíz. En la parte del recorrido en la zona norte del cuadrángulo, el Chicamocha corre por entre rocas ígneas y metamórficas; allí la esterilidad es el carácter predominante y sólo en vegas aisladas formadas por aluviones y coluviones, se encuentra algún cultivo de tabaco.

Todo el valle del Chicamocha es así, muy pobre en vegetación. Predominan siempre xerófilas con ausencia de árboles y arbustos. El clima es cálido y muy seco.

Una segunda zona comprende aquellas áreas cuyas elevaciones superan los 1.800 m. En ellas la vegetación es más rica, con cultivos principalmente en partes cubiertas por sedimentos cretácicos sobre los cuales se desarrollan buenos suelos. Los principales cultivos corresponden a tabaco, maíz, café, caña, yuca y en menor proporción plátano, cebada y papa.

Una tercera zona a considerar es la zona de páramos; con elevaciones superiores a 3.200 m, se caracteriza por las bajas temperaturas, vegetación enana muy escasa y ausencia casi total de cultivos, los cuales quedan reducidos a la papa.

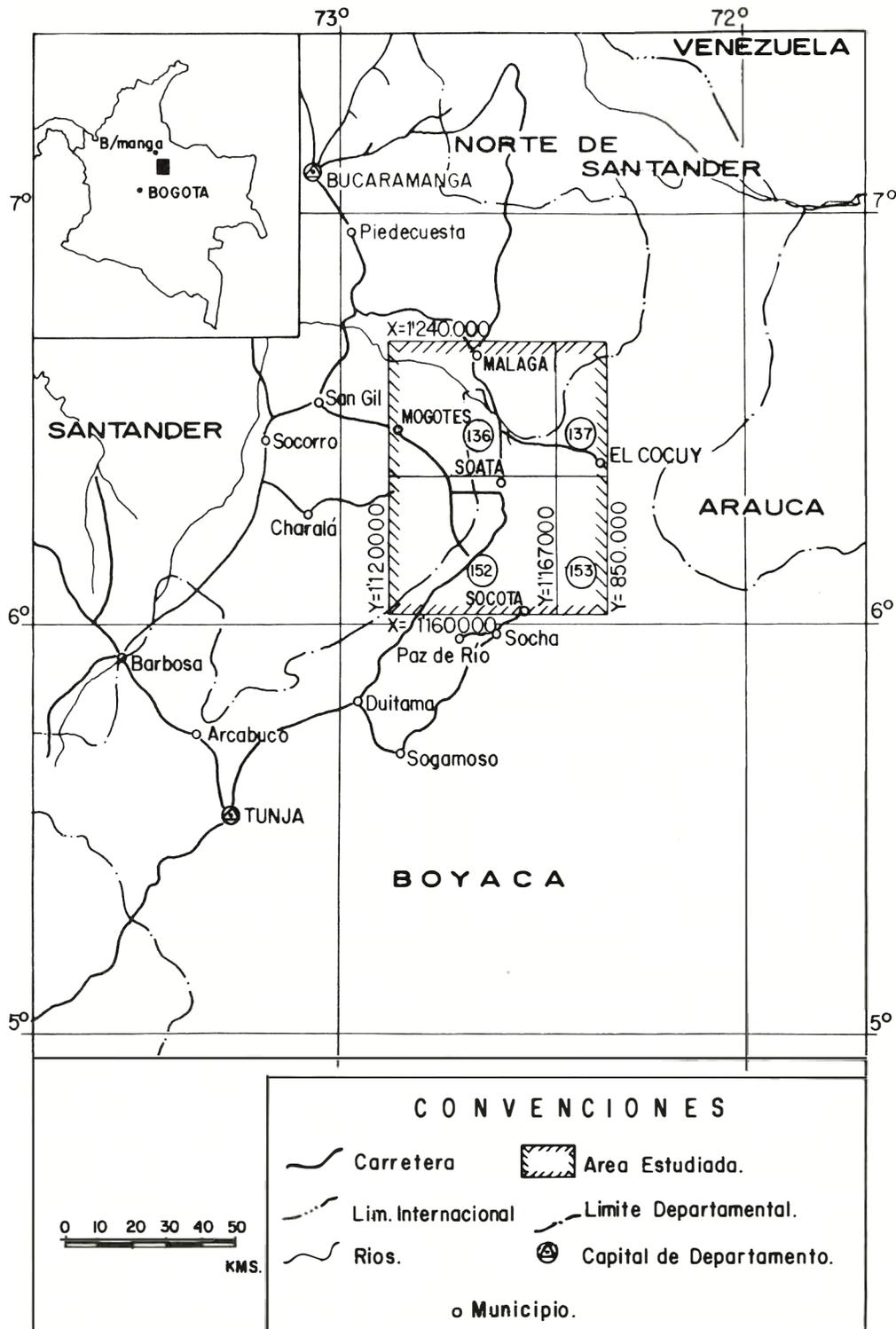


FIG. 1. Localización del área estudiada

En resumen puede considerarse que existen en el cuadrángulo todos los climas, desde el muy cálido y seco del Chicamocha hasta el clima frío de los páramos, pasando por los climas intermedios en donde se encuentra la mayor parte de la población.

1.4. HIDROGRAFIA

El cuadrángulo está atravesado por el Río Chicamocha el cual lleva una dirección más o menos norte-sur desde Socotá hasta Capitanejo, en donde describe una fuerte curva y allí recibe su principal afluente el Servitá; forma un codo importante y luego continúa con dirección noroeste, siguiendo la Falla de Bucaramanga, hasta el Municipio de Cepitá en donde sale del cuadrángulo.

Como afluentes importantes del Río Chicamocha se señalan el Río Chitano formado por los ríos Loblanco, Higuera y Canoas que drenan la parte suroriental del cuadrángulo; el Río Nevado que desemboca un poco al sur de Capitanejo y drena una amplia zona que se extiende hasta el Páramo de Güicán; el Río Servitá y su afluente El Tunebo recoge las aguas de la parte nororiental del área estudiada. Por otra parte el Río Onzaga formado por los ríos Chaguaca y Susa y con su afluente principal la Quebrada Panamá drena toda la parte septentrional del Páramo de Santa Rosita; el Chicamocha recibe asimismo el Río Guaca que drena una zona muy amplia del Cuadrángulo H-13, al norte de este cuadrángulo.

Aparte de estos ríos mayores, el Chicamocha tan sólo recibe una serie de pequeños torrentes que como tales sólo llevan agua en época de lluvias muy fuertes; como éstas son escasas, en la mayoría del año permanecen secos.

Todo el sistema de drenaje descrito corresponde a la Cuenca del Río Chicamocha, el cual forma con el Suárez el Río Sogamoso, que finalmente es tributario del Río Magdalena.

El área occidental del cuadrángulo está drenada por los ríos Mogoticos, Yama,

Turé y la Quebrada Guacal afluentes del Río Sogamoso.

Así esquematizado el sistema fluvial, puede decirse que todo él pertenece a la Cuenca del Río Magdalena.

1.5. ACCESIBILIDAD

La carretera troncal del norte corta de sur a norte y casi por su parte media el cuadrángulo, siguiendo las laderas de los ríos Chicamocha y Servitá. Esta carretera principal es la única que presenta dos trayectos pavimentados, uno entre Capitanejo y Málaga y el otro desde un poco al norte de Susacón hasta Soatá.

Por otra parte hacia el oeste de esta arteria principal se desprenden las carreteras de Santa Rosita, Onzaga, Mogotes y en la parte más norte, la carretera Málaga-San Andrés. De la troncal del norte se desprenden hacia el este las carreteras siguientes: Belén-Chita-Soatá, Capitanejo-El Cocuy y Encizo-Carcasí. Con una serie de pequeños carretables puede considerarse que casi toda el área al este del Río Chicamocha tiene un acceso regular mientras que la zona en la parte norte del valle del Chicamocha y al oeste del mismo río puede considerarse con un gran déficit en vías de comunicación, principalmente la zona suroeste ocupada por los páramos de Canutos y Santa Rosita.

1.6. POBLACION

Los municipios principales dentro del área son Málaga, de donde deriva su nombre el cuadrángulo, Soatá y Mogotes; el municipio de Soatá pertenece al Departamento de Boyacá mientras que los otros dos son del Departamento de Santander. La mayor parte de la población es rural. La oficina de Planeación Departamental de Santander (información escrita) reportó que en el año de 1973 Málaga tenía 14.972 habitantes y Mogotes 11.937; el resto del municipios de Santander localizados dentro del cuadrángulo, tenían en el mismo año menos de 10.000 habitantes.

No se obtuvieron datos recientes para los municipios boyacenses pero se considera que el número de habitantes de Soatá es equiparable con la población de Málaga; para el resto de localidades la población puede ser menor de 10.000 habitantes.

Con excepción de Cepitá, todos los municipios están unidos por carreteras en su gran mayoría sin pavimentar, pero normalmente transitables; solamente existe un aeropuerto para avionetas, en la ciudad de Málaga con vuelos regulares a Bucaramanga.

1.7. METODO DE TRABAJO

El método de trabajo fue el mismo empleado durante la elaboración de los cuadrángulos H-12 y H-13. La cartografía fue efectuada por geólogos de la regional, asignándole generalmente a cada uno planchas individuales, de 10 x 15 km, a escala 1:25.000 y con curvas de nivel cada 25 a 50 m y publicadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Para la parte más oriental del área, por ser de difícil acceso se hizo fotointerpretación con secciones de reconocimiento.

Las labores de campo se efectuaron a lo largo de carreteras y por caminos y quebradas hasta donde la topografía y vegetación lo permitieron. Columnas estratigráficas generalizadas y algunas detalladas se levantaron en varias localidades; entre las últimas merece destacarse la secuencia medida en el Río Servitá la cual comprende varias formaciones del Cretáceo y Terciario.

Se elaboraron 142 secciones delgadas, cuya descripción petrográfica fue hecha por los geólogos Richard Goldsmith (76), correspondientes a la parte noroccidental del cuadrángulo, Humberto González (18) y Gloria Rodríguez (48). El geólogo Goldsmith para la clasificación de las rocas ígneas utilizó la dada por Compton (1962, pp. 254 - 255, 276).

Gloria Inés Rodríguez clasificó las rocas ígneas de acuerdo con la tabla de Russell B. Travis (1955) en la cual no hay

diferencia con la clasificación de Compton en cuanto a la relación de feldespato potásico: plagioclasa para granito, cuarzomonzonita, granodiorita, tonalita, diorita, diabasa, basalto. En los correspondientes efusivos sí hay variación; asimismo utilizó el término riodacita para rocas afaníticas o rocas porfíricas con matriz afanítica en las cuales los microcristales de feldespato eran anhedrales, por lo tanto, muy difícil para calcular el porcentaje de feldespato potásico y plagioclasa.

Las localizaciones están citadas en el texto de dos maneras: la primera corresponde a localizaciones generales, dada con referencia a ciudades o rasgos topográficos sobresalientes que pueden ser fácilmente ubicados en el mapa geológico. Para localizaciones más precisas, se hace referencia a los mapas topográficos a escala 1:25.000 del IGAC, los cuales están divididos en cuadrículas de 1 km², que han sido marcadas de norte a sur, con letras "a" hasta "j" y numeradas de oeste a este del número 1 al 15. Así una localización puede ser dada como plancha 152 IV-B, g-12.

1.8. ESTUDIOS ANTERIORES

La literatura geológica existente del área estudiada es escasa. Existen sin embargo muy buenos informes tanto del aspecto puramente geológico como del aspecto económico. Hay asimismo algunos trabajos regionales que han servido como guías para enfocar el presente informe, muy importantes ellos desde el punto de vista de la estratigrafía.

Alvarado, B. y Sarmiento, R. (1944), elaboraron el trabajo titulado "Informe geológico general sobre los yacimientos de hierro, carbón y caliza de la Región de Paz de Río" Departamento de Boyacá, aparecido como informe número 468 del Servicio Geológico Nacional. En este trabajo se crea una nomenclatura para el Terciario que se utiliza para los afloramientos de la parte sureste del cuadrángulo. El trabajo mencionado presenta además buenos mapas geológicos y naturalmente descripción y reserva de los yacimientos de hierro.

Sarmiento, R. (1964), en el informe aparecido con el número 531, "Canal de irrigación de Capitanejo" Departamento de Santander, del Servicio Geológico y publicado con posterioridad (año 1950) en el Tomo VIII de las compilaciones de Estudios Geológicos, Oficiales en Colombia, trae una corta información sobre la estratigrafía del área de Capitanejo.

Restrepo, H. (1959) en el informe 1334 del Servicio Geológico Nacional, hace la descripción de los mantos de carbón del área de Boavita y La Uvita, al paso que presenta mapas geológicos con estructuras bien marcadas y a las cuales les asigna nombres que se han conservado en el presente informe.

Julivert, M. (1960), publicó su trabajo titulado Geología de la Región Occidental de García Rovira en el Boletín Geológico de la Universidad Industrial de Santander, trabajo muy completo en estratigrafía y tectónica del área el cual ha servido como guía para la interpretación y dilucidación de los problemas estratigráficos del área norte del cuadrángulo. Asimismo este trabajo ha servido para aclarar la tectónica del área cretácica al oeste del Río Servitá.

Stibane, F. y Forero, A. (1969), en el estudio acerca de los afloramientos del Paleozoico, describen la secuencia sedimentaria del Río Nevado y con base en fósiles colectados la consideran del Permo-Carbonífero.

Indudablemente que el trabajo realizado por Ward et. al. (en imprenta), constituyó pieza fundamental de la literatura geológica existente. Este trabajo describe por primera vez los problemas de el metamorfismo y las rocas ígneas del Macizo de Santander; en dicho trabajo se establecen las descripciones de las unidades metamórficas e ígneas que en su mayor parte se emplean en el presente informe.

Asimismo existe una serie de informes de tipo general que sirvieron de guía pa-

ra la redacción del presente trabajo. De ellos merece citarse el Léxico Estratigráfico para Colombia, Julivert, M. (1968) el cual contiene capítulos muy importantes sobre la estratigrafía de las diferentes cuencas cretáceas de la Cordillera Oriental. El informe de Renzoni G. (1969) del Cuadrángulo J-12; y el trabajo de Cediel, F. sobre la Geología del Macizo de Floresta, resumen presentado al Primer Congreso Colombiano de Geología realizado en Bogotá 1969.

1.9. AGRADECIMIENTOS

En primer término se agradece la colaboración presentada por la Dirección General del Ingeominas, desempeñada durante la ejecución del programa por los doctores Andrés Jimeno Vega, Hernán Garcés González y Alberto Alvarez Osejo, quienes no escatimaron esfuerzo alguno para la buena marcha de los trabajos. El doctor Jaime Cruz Buenaventura, Subdirector de Asuntos Regionales, fue Jefe de la Regional en los primeros meses de iniciado el proyecto, e hizo importantes observaciones en la cartografía. El doctor Taissir Kassem B., ha estado al frente de la Subdirección de Asuntos Regionales, durante las últimas fases del proyecto.

Los trabajos adelantados en el cuadrángulo, por los geólogos del U.S.G.S.; D. Ward y R. Goldsmith son desde luego invaluables. Gran parte del ígneo metamórfico aquí descrito se tomó de las observaciones de R. Goldsmith, consignadas en el informe geológico de los cuadrángulos H-12 y H-13 (en imprenta).

Las secciones delgadas fueron elaboradas en la sección de petrografía del Instituto y estudiadas por los geólogos Richard Goldsmith, Humberto González I. y Gloria Inés Rodríguez S.

La determinación de fósiles colectados fue efectuada por los geólogos Hermann Duque C. y Diana Gutiérrez P. de la Sección de Estratigrafía del Ingeominas.

2. ROCAS METAMORFICAS

Un estudio más detallado sobre las rocas metamórficas e ígneas del área se encuentra en Ward et al (en imprenta). Por consiguiente en este informe, se presentan estos conceptos ligeramente modificados u otras veces se transcriben en su totalidad.

2.1. NEIS DE BUCARAMANGA

Esta unidad definida en Ward et al (en imprenta), incluye rocas metasedimentarias de alto grado de metamorfismo, que consisten principalmente en paraneis pelítico, neis hornbléndico y anfibolitas; localmente presenta zonas de migmatitas. En el informe mencionado se hace una discusión detallada sobre la edad y correlaciones de esta unidad.

En el cuadrángulo, esta unidad representa la prolongación sur de la Faja de Bucaramanga del Cuadrángulo H-13. Se extiende de Cepitá al sur hasta las inmediaciones de Ricaurte; su límite oriental lo constituye la Falla de Bucaramanga y su límite occidental el Batolito de Mogotes.

Al oriente de Cepitá el Neis de Bucaramanga se presenta como un techo colgante y está constituido esencialmente por anfibolitas y neises hornbléndicos. Los minerales esenciales son plagioclasa, hornblenda y biotita, y como accesorios aparecen feldespato potásico, calcita, apatito y cuarzo. Las rocas se hallan atravesadas por numerosos apófisis y silos del Batolito de Mogotes dando a la zona apariencia migmatítica.

Al sur, en la zona de Chicacuta-Ricaurte la faja está constituida por neises hornbléndicos, paraneises pelíticos y neises de calco-silicatos. Los primeros muestran como minerales esenciales hornblenda y plagioclasa y como accesorios, clorita, epidota, calcita, apatito y esfeno. Los pelíticos están constituidos esencialmente por biotita, silimanita, cuarzo y plagioclasa; como accesorios aparecen feldespato potásico, muscovita, clorita, apatito y zircón. Asimismo aparecen algunos relictos de granate casi totalmente clo-

ritizados. La asociación mineralógica en los neises de calcosilicatos está constituida por hornblenda, plagioclasa, epidota, clorita y biotita.

A través de la secuencia, la plagioclasa varía en composición de oligoclasa a andesina. La muscovita y sericita son derivadas de la silimanita por retromorfismo, mientras la clorita es derivada de la biotita.

2.2. FORMACION SILGARA

La Formación Silgará definida en Ward et al (en imprenta), es típicamente de grado bajo a medio. Sus asociaciones mineralógicas corresponden a la facies de los esquistos verdes y a la parte baja de las anfibolitas, aunque lagunas pueden corresponder a la facies superior de las anfibolitas. Información más detallada sobre edad y correlación de esta unidad así como de su realización con el Neis de Bucaramanga puede verse en el informe antes mencionado.

Dentro del Cuadrángulo I-13 aparecen dos fajas metamórficas con rocas correspondientes a la Formación Silgará, la Faja Cepitá-Mogotes y la Faja San Joaquín-Onzaga-Páramo de Canutos.

2.2.1. FAJA CEPITA - MOGOTES

Se considera como la prolongación sur de la Faja Piedecuesta-Aratoca del Cuadrángulo H-13. Esta faja se presenta en la parte noroccidental del área y se extiende desde Cepitá al sur, hasta los alrededores de Mogotes. Está limitada al este por el Batolito de Mogotes y al oeste desaparece bajo los sedimentos cretácicos de la Zona de Mesas.

Al oeste de Cepitá la sección es esencialmente pelítica. Hacia la base consta principalmente de esquistos cuarzo-micáceos con granate y estaurólita y una menor proporción de esquistos anfibólicos y cloríticos. El esquisto anfibólico consiste en un 70 % de hornblenda tremolítica, 25 % de plagioclasa sausriritizada y cantidades menores de biotita, epidota y apatito. Hacia la parte media se presentan metaareniscas, esquistos musco-

víticos y abundantes estratos de cuarcita blanca. Estratigráficamente encima de estas rocas se presenta una sección monótona de filita gris verdosa, metalimolita y metaarenisca mostrando estratificación gradacional.

Esta última parte de la secuencia en los alrededores de Aratoca (Cuadrángulo I-12) presenta un menor grado de metamorfismo y podría corresponder al Miembro Floresta metamorfoseado.

Hacia el sur, en las áreas de Pitiguao y Mogotes, la secuencia metamórfica consiste esencialmente de esquistos cuarzomuscovíticos con intercalaciones de metagrauvascas; está atravesada por algunos diques pegmatíticos posiblemente relacionados con la intrusión del Batolito de Mogotes.

Una pequeña faja de la Formación Silgará aflora sobre el lado oriental de la confluencia de los ríos Guaca y Chicamocha. Es muy similar a la Faja Cepitá-Mogotes y consta esencialmente de esquistos de cuarzo, muscovita y biotita con intercalaciones de esquistos anfibólicos.

2.2.2. FAJA SAN JOAQUÍN - ONZAGA - PARAMO DE CANUTOS

Esta faja se extiende de San Joaquín al sur hacia Onzaga y el Páramo de Canutos y está limitada al este por el Batolito de Mogotes y las Riolitas de Onzaga y al oeste por rocas del Miembro Floresta metamorfoseado.

En los alrededores de San Joaquín y Onzaga, la secuencia metamórfica consta principalmente de esquistos de cuarzo, muscovita, biotita y clorita. Como accesorios aparecen magnetita, zircón, apatito y turmalina. Hacia el sur estos esquistos se encuentran alternando con arcosas y subgrauvascas metamorfoseadas compuestas de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y menor proporción de muscovita y clorita. El contenido de anortita en la plagioclasa varía entre 10 y 30%. También se presentan algunos estratos de metaareniscas compuestas de cuarzo y menor proporción de plagioclasa y muscovita.

Hacia el tope de la secuencia presenta filitas lustrosas, grises y gris-verdosas compuestas esencialmente de cuarzo, muscovita (sericita) y magnetita las cuales son difíciles de distinguir de las filitas suprayacentes del Miembro Floresta metamorfoseado por lo que el contacto en algunos casos ha sido trazado arbitrariamente. En zonas de intensa meteorización la magnetita se oxida dando a las filitas aspecto de arcillas ferruginosas rojizas y amarillentas.

2.3. ORTONEIS

La unidad fue definida en Ward et al. (en imprenta), quienes la describen en la forma siguiente: "Incluye neis cuarzo feldespático que varía en composición de granito a tonalita y está distribuido en rocas de alto y medio grado de metamorfismo de edad pre-Devónica. Estas rocas son en general masivas pero contienen tabiques de rocas metasedimentarias e intercalaciones de neis hornbléndico y anfibolita algunas de las cuales parecen ser diques básicos metamorfoseados".

En el Cuadrángulo I-13 la franja principal de ortoneis se extiende desde Ricaurte hasta cerca de Onzaga. Esta franja se halla limitada al oeste por la Falla de Bucaramanga y el Batolito de Mogotes y al este, infrayace rocas del Miembro Floresta metamorfoseado. La composición es en general equivalente a cuarzomonzonita con algunas variaciones a granodiorita.

Al sureste de Covarachía, un silo de ortoneis ocurre en filitas silíceas del Miembro Floresta metamorfoseado. El ortoneis está completamente cizallado y ha sido convertido localmente a milonita. La composición corresponde a granodiorita. Cabe la posibilidad de que éste no sea un verdadero ortoneis sino un pequeño stock de granodiorita deformado por efectos cataclásticos.

2.4. MIEMBRO FLORESTA METAMORFOSEADO

Dos fajas bien definidas con rocas Devónicas correspondientes a la Formación Floresta se presentan dentro del Cuadrángulo

lo I-13. Se denominan como Faja Mogotes-San Joaquín y Faja Floresblancas-Covarachía-Santa Rosita.

2.4.1. FAJA MOGOTES-SAN JOAQUIN

La Formación Floresta se halla ligeramente metamorfoseada en la zona de Mogotes y San Joaquín, en la parte centro occidental del Cuadrángulo I-13. La Faja de Floresta se extiende hacia el sur y penetra en el Cuadrángulo I-12. Su límite oriental lo constituyen el Batolito de Mogotes y la Formación Silgará. Al occidente la Formación Floresta infrayace discordantemente estratos Jurásicos y Cretácicos.

El contacto Floresta-Silgará ha sido dibujado en forma aproximada debido a la similitud tanto en litología como en el grado de metamorfismo, que muestran los estratos del tope de la Formación Floresta. En general donde se detectó la presencia de fósiles Devónicos los estratos se incluyeron dentro del Floresta.

R. Calpa (comunicación escrita, 1969), indica que aproximadamente 750 a 1.000 m de la Formación Floresta están presentes en el área de Mogotes. Los horizontes fosilíferos se encuentran en mármol gris oscuro, a una distancia estimada entre 250 y 300 m encima de la arenisca y conglomerado basal y de argilitas filíticas grises y metalimolitas calcáreas. Al sureste de San Joaquín las areniscas y el conglomerado basal desaparecen y las argilitas filíticas grises descansan directamente sobre las filitas grises del Silgará, dificultando la determinación de un límite preciso entre las dos unidades. En esta zona, los horizontes marmóreos fosilíferos no fueron localizados y algunos fósiles Devónicos fueron encontrados dentro de las argilitas grises.

2.4.2. FAJA FLORESBLANCAS-COVARACHIA-SANTA ROSITA

Forma parte de la Faja Covarachía-Silos, de Ward et. al. (en imprenta). Al oeste la faja se halla limitada por rocas ígneas y metamórficas del Macizo y por la Falla de

Bucaramanga y al oriente infrayace estratos jurásicos y cretácicos.

En la parte norte del Cuadrángulo I-13 en la zona de Molagavita, el Miembro Floresta está compuesto por filitas, argilitas verdes y grises, y filitas pizarrosas grafíticas, asociadas con mármol y estratos fosilíferos. El mármol gris oscuro a gris claro es semejante al del área de Mogotes.

En la parte central, en el área de Covarachía el Floresta muestra una secuencia monótona, débilmente metamorfoseada, de filitas grises con algunas intercalaciones limolíticas pardas. Estratos fosilíferos Devónicos se presentan al sureste de Covarachía y más al sur cerca de Onzaga, en donde se colectaron fósiles de la familia Stropheodontidae con dispersión desde el Ordoviciano inferior hasta el Devoniano superior y de la familia Cyrtiidae con dispersión desde el Siluriano inferior hasta el Devoniano superior y de la familia Cyrtiidae con dispersión desde el Siluriano inferior hasta el Devoniano medio.

En la parte sur, área de Santa Rosita el Floresta consta de argilitas y filitas con intercalaciones menores de limolitas pardas y areniscas, mostrando un metamorfismo incipiente. Estratos fosilíferos del Devónico se presentan al sureste del sitio de Santa Rosita. En esta zona el Floresta metamorfoseado infrayace estratos del miembro Tibet, los cuales muestran localmente algunos indicios de metamorfismo, que por estar presente cerca a fracturas puede deberse a efectos dinámicos.

2.5. METAMORFISMO REGIONAL

2.5.1. NEIS DE BUCARAMANGA

La faja metamórfica del Río Chicamocho está constituida por rocas de alto grado de metamorfismo alcanzando la isógrada de la sillimanita que hace parte de la facies superior de las anfibolitas. La asociación mineralógica indica la iniciación de la sub-facies sillimanita - cordierita - ortoclasa - almandino. (WINKLER, 1967, p.122). La asociación

de minerales del Neis de Bucaramanga indica un metamorfismo del tipo Bosost (similar al tipo Abukuma) a causa de que la kianita y el granate están ausentes, existiendo predominio de la andalusita y la cordierita (WINKLER, 1967, Cuadro 7).

2.5.2. FORMACION SILGARA

En la Faja Cepitá - Mogotes se presentan asociaciones típicas de los esquistos verdes, incluyendo granate y estaurolita. La presencia de estos dos minerales en rocas de grado bajo a medio puede interpretarse como evidencia de que la Formación Silgará en esta zona fue metamorfoseada con un rango de presiones más altas que en cualquier otro sitio. Posiblemente el rango corresponde al de una facies - series cuyas presiones efectivas son intermedias dentro de los tipos Abukuma y Barrovian (WINKLER, 1967).

La Faja de San Joaquín - Onzaga - Páramo de Canutos muestra asociaciones típicas de la facies de esquistos verdes. Prácticamente todas las asociaciones mineralógicas corresponden a la subfacies cuarzo-albita-muscovita-biotita-clorita (WINKLER, 1967, p. 91). La presencia de andalusita y la ausencia de granate sugieren un metamorfismo del tipo Abukuma.

Las diferencias en condiciones metamórficas de las dos fajas del Silgará indican que la cristalización metamórfica pudo haber sido efectuada por etapas bajo condiciones cambiantes de presión y temperatura.

2.5.3. ORTONEIS

Las asociaciones minerales de los diferentes tipos de ortoneis son estables a lo largo de la amplia gama de condiciones metamórficas de grado medio a alto; sin embargo, donde el grado de metamorfismo es bajo (facies de esquistos verdes), el ortoneis contiene más clorita, epidota y plagioclasa completamente alterada. Estas características están bien expuestas en el ortoneis al sureste de Covarachía donde las rocas que lo circundan son de bajo grado metamórfico.

La concordancia de la foliación y lineación en el ortoneis con esas estructuras en rocas metamórficas adyacentes indica que las dos rocas fueron sometidas al mismo metamorfismo dinamotérmico. Se ignora si el ortoneis fue emplazado como magma durante el metamorfismo o si la roca plutónica fue intruida y solidificada antes del metamorfismo.

2.5.4. MIEMBRO FLORESTA METAMORFOSEADO

El cambio de grado de metamorfismo dentro de las fajas del Floresta sugiere condiciones cambiantes de presión y temperatura. En general se nota un incremento de metamorfismo hacia la parte central del macizo en inmediaciones de los cuerpos graníticos lo cual sugiere posibles efectos térmicos sobre las rocas del Floresta. Las asociaciones mineralógicas corresponden a la parte más baja de la facies de los esquistos verdes, subfacies muscovita-clorita, con un metamorfismo del tipo Abukuma.

En algunos sitios se presentan porfiroblastos de granate que podrían ser interpretados como producidos por metamorfismo de alta presión tipo Barrovian. Sin embargo por sus características parece que se trata de granates ricos en espesartita cuya ocurrencia está controlada por la composición química de la roca y no tiene implicación en la facies series en la cual la roca fue metamorfoseada.

2.6. METAMORFISMO TERMICO

En rocas de grado medio a alto de metamorfismo los efectos producidos por los intrusivos son por lo general de poca magnitud debido a que la presión y temperatura del metamorfismo regional bajo las cuales se formaron estas rocas no son muy diferentes a las desarrolladas en la aureola térmica del contacto de los batolitos. Tal parece ser el caso de las rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará donde los efectos de contacto pasan desapercibidos.

Efectos térmicos parecen estar presentes en el Area de Mogotes donde un incremento de metamorfismo se presenta en las filitas en la zona de contacto con el batolito; se nota un aumento en el tamaño de las láminas de muscovita y clorita dentro de las filitas las cuales pasan gradualmente a esquistos. Asimismo se detectó la presencia de andalusita de probable origen térmico. La presencia de un metamorfismo de contacto en esta zona es posible ya que las condiciones de metamorfismo regional bajo las cuales se formaron las filitas si son diferentes a las desarrolladas en la aureola térmica del batolito. Fenómenos similares parecen presentarse en el Area de Silos y Berlín en el Cuadrángulo H-13, Ward et al (en imprenta).

2.7. METAMORFISMO RETROGRADO

Algunas características especialmente en las rocas de grado medio y alto de metamorfismo del Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará indican un metamorfismo retrógrado. En las rocas del Floresta metamorfoseado no se aprecian estos efectos.

En rocas de la Faja del Río Chicamocha (Neis de Bucaramanga) los efectos más importantes son la intensa sericitización de la silimanita, la sausrutización de la plagioclasa y la cloritización de la biotita.

En rocas de la Formación Silgará se registra la sausrutización de la plagioclasa y la cloritización de la biotita y los granates. En la zona de Cepitá-Aratoca la estauroлита ha sido parcialmente alterada a clorita y sericita.

Generalmente se observa en las muestras que los procesos de cloritización de la biotita y sericitización de los aluminosilicatos ocurren simultáneamente. Esto sugiere que durante la transformación de biotita a clorita el potasio liberado reacciona con los aluminosilicatos para producir la sericita.

Estos cambios en el metamorfismo retrógrado se atribuyen en general a la presencia de agua meteórica y agua intersticial retenida durante la litificación y metamorfismo de los sedimentos. El agua meteórica

al penetrar por fracturas y planos de foliación a cierta profundidad aumenta su temperatura y reacciona con los minerales destruyéndolos total o parcialmente. Asimismo con el calor remanente del metamorfismo el agua intersticial puede producir efectos de retromorfismo similares a los descritos anteriormente.

3. ROCAS IGNEAS

3.1. DIORITA DEL RIO GUACA

Un stock pequeño de diorita hornblédica aflora sobre el lado occidental de la confluencia de los ríos Guaca y Chicamocha, en la parte noroeste del Cuadrángulo I-13.

La roca está intruida por cuarzo-monzonita del Batolito de Mogotes, que cerca del contacto contiene hornblenda, lo que sugiere contaminación de la diorita. La Falla de Bucaramanga la corta sobre lado oriental. La diorita es de grano medio, con alguna plagioclasa blanca irregularmente distribuida en una matriz oscura compuesta de granos de hornblenda de tamaño variable. La roca está algo alterada y triturada por fallamiento. En sección delgada presenta textura granular hipidiomórfica. Los minerales principales son plagioclasa extensamente sericitizada e indistintamente zonada y hornblenda verde azulosa. Los accesorios son esfena, apatito, epidota, trazas de cuarzo y feldespato de potasio.

Sobre el lado oriental del Río Guaca, hay una tonalita o diorita de grano fino, intrusiva en las rocas metasedimentarias de la Formación Silgará. No se ha definido si esta roca forma parte del mismo cuerpo de diorita al oeste. La posible equivalencia de estas rocas es difícil, ya que la diorita y la tonalita de grano fino, están en lados opuestos de la Falla de Bucaramanga.

3.2. GRANITO DE PESCADERO

El extremo sur del Granito de Pescadero de Ward et al (en imprenta), aflora en el vértice noroccidental del Cuadrángulo I-13.

Es un granito rosado de grano fino con variaciones a facies porfíricas. La roca es típicamente leucocrática. La albita u oligoclasa sódica, la ortoclasa, la micropertita y el cuarzo están presentes desde cantidades casi iguales a una relación de 40 a 25 de feldespato potásico a la albita-oligoclasa. Los accesorios son escasos generalmente con menos del 1% de óxidos de hierro, muscovita, biotita, zircón y apatito.

En el Area de Cepitá el Granito de Pescadero intruye claramente los metasedimentos de la Formación Silgará.

Una determinación radiactiva K/Ar en biotita del Granito de Pescadero dio una edad de 194 ± 7 m.a. muy similares a las obtenidas para la cuarzomonzonita de Santa Bárbara y el Batolito de Mogotes. Ellos por lo menos son contemporáneos si nó de edad idéntica. Aun podría pensarse en el Granito de Pescadero como una facies de borde del Batolito de Mogotes.

3.3. CUARZOMONZONITA DE SANTA BARBARA

El extremo sur del plutón de Santa Bárbara de Ward et. al. (en imprenta), se halla en el área de Laguna de Ortices, en la parte noroccidental del Cuadrángulo I-13.

Se trata de una cuarzomonzonita biotítica, de grano grueso y bastante uniforme. En la zona de Laguna de Ortices es de grano medio y su composición varía a granodiorita. Microscópicamente la cuarzomonzonita presenta textura hipidomórfica inequigranular. La plagioclasa es albita u oligoclasa y se presenta ligeramente zonada. Los centros están usualmente sausrinizados mientras los bordes permanecen frescos. El feldespato potásico es microclina y muestra en algunos casos, textura pertítica. La biotita constituye hasta un 5% de la roca. Los accesorios más comunes son: esfeno, apatito, zircón, alanita y óxidos de hierro. Los productos de alteración más comunes son clorita y epidota.

La cuarzomonzonita intruye claramente las rocas metamórficas del Neis de

Bucaramanga y la Formación Silgará, mientras que los conglomerados de la Formación Girón del Jurásico contienen detritos de cuarzomonzonita. Dos datos readioactivos en biotita dieron edades absolutas de 192 ± 7 m.a., que corresponden al Juratriásico. Es muy seguramente contemporánea con el Granito de Pescadero y el Batolito de Mogotes.

3.4. BATOLITO DE MOGOTES

Consiste de varias rocas características de composición diferente; fue cartografiado como una sola unidad ya que macroscópicamente es difícil de diferenciar y las secciones delgadas son insuficientes para delimitar las diferentes rocas, sin embargo se hace la descripción separada de las mismas.

El batolito es uno de los más grandes (del Macizo de Santander) y está ubicado totalmente dentro del Cuadrángulo I-13, al oeste de la Falla de Bucaramanga. Tiene cerca de 40 km de largo y 20 de ancho en su parte más amplia, con un promedio aproximado de 10 km. La masa principal la constituye una cuarzomonzonita biotítica equigranular de grano medio. Fases de grano grueso semejantes a la cuarzomonzonita de Santa Bárbara y las de grano fino y rosado del Granito de Pescadero, afloran dentro de la masa principal. En dirección de Onzaga la roca es una granodiorita localmente porfirítica. Diques de riolita porfirítica, aplita y lamprófiro, son comunes particularmente en la parte sur, cerca a Mogotes. Una intrusión pequeña de la riolita de Onzaga, se encuentra en los alrededores de San Joaquín.

La parte oriental del batolito está limitada por la Falla de Bucaramanga. Al oeste de la falla las rocas del batolito intruyen cuerpos tabulares y techos pendientes del Neis de Bucaramanga. En otros sitios el batolito intruye las formaciones Silgará, Floresta y el Ortoneis.

3.4.1. CUARZOMONZONITA DEL BATOLITO DE MOGOTES

La cuarzomonzonita del batolito de Mogotes es rosada naranja, gris rosácea o

blanca rosácea, equigranular a subporfirítica, con un tamaño de grano de 1 a 3 mm. Las rocas subporfiríticas tienen granos de feldespato potásico sólo ligeramente mayores que el tamaño de grano promedio de la roca. Esta meteoriza fácilmente y origina un suelo color crema a café con leche que se vuelve naranja profundo donde se deriva de rocas más biotíticas.

La roca típica es leucocrática y contiene cantidades casi iguales de oligoclasa, feldespato de potasio, y cuarzo y presenta menos del 3% de biotita. Las variedades menos biotíticas contienen más feldespato de potasio que plagioclasa.

En sección delgada, la textura de la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, es hipidomórfica y ligeramente inequigranular. La oligoclasa es tabular y normalmente zonada. El feldespato de potasio es en muchos casos micropertita. El cuarzo ocurre en granos casi iguales o es intersticial. La biotita marrón está en listones, comúnmente con inclusiones de apatito. Los accesorios son: apatito, óxido de hierro, zircón y alanita. Clorita epidota y sericita son comúnmente secundarios. El esfeno está presente sólo en rocas relativamente ricas en biotita que alcanzan la composición de la granodiorita. Algunas variedades de grano fino son blancas y aplíticas en textura, contienen albita y oligoclasa sódica y la textura micrográfica o micropegmatítica es común. Las variedades porfiríticas difieren sólo en que tienen fenocristales de micropertita.

3.4.2. GRANODIORITA DEL BATOLITO DE MOGOTES

Al este y sureste de San Joaquín, hay una granodiorita gris inequigranular similar en apariencia y composición a la del extremo sur del Batolito de Rionegro. Como en este batolito, el contacto de la granodiorita con la cuarzomonzonita no es claro y puede ser gradacional.

La granodiorita del Batolito de Mogotes es gris a gris rosácea, de grano medio a grueso, con escasos fenocristales de ortoclasa

rosada naranja y granos más pequeños de cuarzo gris, plagioclasa blanca y biotita negra. Fases equigranulares con tamaño de grano que varía entre 2 mm y 2 cm, forman un apreciable porcentaje de las rocas en esta área. Se asemejan a gran parte de la cuarzomonzonita al noroeste, pero con algo más de biotita y menos pero mayor tamaño de feldespato de potasio. En sección delgada, el tipo porfirítico es hipidomórfico con fenocristales de ortoclasa peritítica relativamente grandes y más pequeños de andesina u oligoclasa tabular y zonada. El cuarzo es anhedral hasta intersticial. La biotita, el óxido de hierro, el esfeno, la alanita, el zircón y el apatito, son minerales accesorios y la epidota y clorita son generalmente secundarios. La oligoclasa y la andesina son más abundantes que el feldespato de potasio. Los máficos constituyen del 5 al 10% de la roca. La biotita verde marrón, típicamente, posee numerosas inclusiones de apatito. Aunque se dispuso de relativamente pocas muestras de la granodiorita del Batolito de Mogotes, las rocas parecen contener más alanita que la granodiorita del Batolito de Rionegro a la cual, por otra parte, se asemeja. En algunos lugares aflora granodiorita gris, sin feldespato rosado, la cual se parece a las fases granodioríticas menos foliadas del ortoneis adyacente. Es posible que en algunas áreas masas de ortoneis hayan sido cartografiadas como granodiorita del Batolito de Mogotes.

3.4.3. EDAD DE LA CUARZOMONZONITA Y DE LA GRANODIORITA DEL BATOLITO DE MOGOTES

La cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, el Granito de Pescadero y la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, están probablemente relacionadas debido a la semejanza general de la litología de las tres rocas, fases gradacionales y relaciones estratigráficas. Una muestra del Granito de Pescadero para la cual se obtuvo edad radioactiva K/Ar, es de edad Jura-triásica (194 ± 7 m.a.) y es litológicamente muy semejante a la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, la cual, probablemente también es de edad Jura-triásica; se considera que la granodiorita es de la misma edad porque parece ser una fase del mismo batolito.

3.5. CUARZOMONZONITA DE SANTA ROSITA

Este cuerpo intrusivo está localizado en la parte sur del Cuadrángulo I-13. Se extiende en dirección norte-sur con una longitud aproximada de 30 km y un ancho promedio de 4 km.

En general la composición del intrusivo corresponde a cuarzomonzonita pero muestra localmente variaciones de granito y granodiorita. La cuarzomonzonita es de color gris rosado, equigranular, con algunas variaciones a facies porfiríticas. El tamaño del grano varía de 2 a 4 mm. Contiene cantidades aproximadamente iguales de plagioclasa y feldespato potásico. El máfico predominante es la biotita con menor proporción de hornblenda.

En sección delgada la cuarzomonzonita presenta textura hipidiomórfica granular y a veces porfirítica. La plagioclasa es tabular y varía en composición de oligoclasa a andesina sódica. El feldespato potásico varía de ortoclasa a microclina, ésta última presentando en muchos casos, textura micropertítica. El cuarzo es generalmente anhedral y a veces ocurre en forma intersticial. La biotita constituye hasta el 10% de la roca y muestra diferentes grados de alteración a clorita. Los accesorios más comunes son: alanita, zircón, apatito, epidota, esfeno, magnetita y óxidos de hierro. Los principales indicios de alteración los constituyen la sericitización de la plagioclasa y la argilización del feldespato potásico. En los máficos es predominante la cloritización.

En gran parte de su extensión el cuerpo intrusivo se halla en contacto con rocas Devónicas de la Formación Floresta. La relación entre las dos rocas es incierta. Al norte del sitio de Santa Rosita, sobre la carretera de Onzaga, se nota cierta silicificación y recristalización de las argilitas del Floresta metamorfoseado, lo cual podría ser atribuible a efectos térmicos durante la intrusión de la cuarzomonzonita; sin embargo esta situación sólo se presenta muy localmente.

Al suroeste la cuarzomonzonita se halla infrayaciendo sedimentos del Cretáceo; teniendo en cuenta estas consideraciones la edad de este intrusivo resulta bastante incierta. Litológicamente es similar al Batolito de Mogotes, el cual se considera Jura-Triásico como la gran mayoría de los intrusivos a lo largo del Macizo de Santander. Es posible que la cuarzomonzonita de Santa Rosita pertenezca a esta serie de eventos Jura-triásicos. Sin embargo la gran cantidad de sedimentos arcósicos del Miembro Tibet de edad Devónica sugiere la existencia de una fuente granítica cercana, de la cual se derivó la gran cantidad de feldespato presente en las arcosas. Esto puede indicar la presencia de granitos pre-Devónicos dentro de las cuales podría estar la cuarzomonzonita de Santa Rosita.

3.5.1. STOCK AL OESTE DE SOATA

Un stock de cuarzomonzonita similar a la de Santa Rosita aflora al oeste de Soatá. Se trata de un cuerpo intrusivo alargado en dirección norte-sur que cubre un área de aproximadamente 25 km².

La composición predominante dentro del cuerpo intrusivo es de cuarzomonzonita pero con variaciones a granito. Se trata de una roca gris rosada de grano medio a grueso con proporciones aproximadamente iguales de feldespato potásico y plagioclasa y láminas negras de biotita.

En sección delgada la textura es hipidiomórfica ligeramente inequigranular. La plagioclasa es tabular y su composición varía de oligoclasa a andesina sódica. El feldespato potásico varía de ortosa a microclina, este último mostrando en algunos casos textura micropertítica. El máfico predominante es la biotita que constituye entre el 5 y el 10% de la roca. La hornblenda alcanza hasta un 2% de la composición de la roca. Los accesorios son: apatito, esfeno, zircón y magnetita. Los productos de alteración más comunes son la sericita y productos arcillosos en los feldespatos y la clorita en los máficos.

El stock de cuarzomonzonita al oeste de Soatá está circundado por rocas ligeramente metamorfoseadas de la Formación Floresta de edad devónica, pero su relación con estas rocas y su edad son inciertas. Podría relacionarse genéticamente a la cuarzomonzonita de Santa Rosita.

3.5.2. STOCK DEL PARAMO DE CANUTOS

Un stock de granito leucocrático aflora al suroeste del Páramo de Canutos. Se trata de un cuerpo alargado y orientado en dirección nor-noreste, sur-suroeste el cual cubre un área aproximada de 50 km².

La composición predominante es la de granito leucocrático con algunas variaciones a cuarzomonzonita leucocrática. La roca es de color gris rosado de grano medio a grueso. En sección delgada muestra textura hipidiomórfica ligeramente inequigranular. La plagioclasa es tabular y su composición varía de albita a oligoclasa. El feldespato potásico varía de ortosa a microclina. El cuarzo se presenta en cristales anhedrales y en intercrecimientos con el feldespato, siendo comunes las texturas gráfica y mirmequítica. La mica más común es la muscovita y la biotita aparece sólo esporádicamente. Los accesorios más comunes son esfeno, zircón y magnetita. Los minerales de alteración son la sericita especialmente en las plagioclasas y productos arcillosos en los feldespatos potásicos.

El stock en su parte occidental muestra contacto intrusivo con rocas de la Formación Silgará y al oriente parece estar cubierto por flujos de la Riolita de Onzaga, ésta última relación menos evidente. Su edad es incierta aunque se considera que pueda estar genéticamente relacionada con la cuarzomonzonita de Santa Rosita.

3.6. DIQUES

Diques félsicos, máficos y lamprofíricos atraviesan rocas ígneas y metamórficas en el área del Cuadrángulo I-13. Algunos pocos se muestran en el mapa geológico ya que la mayoría son demasiado pequeños y se han omitido.

Los diques félsicos, especialmente los de pórfido riolítico y delenita son notorios en el Batolito de Mogotes y en la cuarzomonzonita de Santa Rosita. Diques aplíticos y pegmatíticos atraviesan las rocas ígneas y metamórficas en el área de Cepitá y Pescadero (Cuadrángulo I-12).

Abundantes diques máficos de grano fino y composición andesítica, se observan en el Batolito de Mogotes. Microscópicamente los diques muestran textura porfirítica con fenocristales de andesina subhedral y hornblenda euhedral en una matriz diabásica de plagioclasa y hornblenda. Los accesorios son esfeno, apatito, biotita y óxidos de hierro. Los productos de alteración incluyen clorita, epidota y calcita.

Los lamprófiro se presentan en el Batolito de Mogotes; son de color gris oscuro, grano fino y con fenocristales pequeños de hornblenda. La matriz está constituida de plagioclasa saururizada, hornblenda alterada a clorita y cuarzo en cantidades de 10 a 15 %, el cual se presenta en forma intersticial; como minerales accesorios se encuentran apatito, esfeno, alanita, epidota, clorita y óxidos de hierro.

3.7. RIOLITAS DE ONZAGA

El cuerpo riolítico aflora en los alrededores de Onzaga y se extiende al sur hacia el Páramo de Canutos. Su límite occidental lo constituyen los metasedimentos de la Formación Silgará y el intrusivo granítico del stock de Canutos. Al oriente se halla en contacto fallado con sedimentos del Cretáceo y del Devónico.

Las rocas varían de color gris oscuro a gris claro, gris verdoso y rosado pálido y están compuestas de cuarzo, feldespato, máficos y accesorios muy escasos. Algunas son porfiríticas y aparentemente se trata de rocas intrusivas de carácter hipoabisal. Otras muestran claramente textura de flujo lo cual implica su origen extrusivo.

En sección delgada las riolitas intrusivas muestran textura porfiroblástica con fe-

nocristales de cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa en una matriz finogranular de feldespatos, cuarzo y sericita. Algunas riolitas muestran textura esferulítica similar a ciertas fases del Granito de Pescadero. El zircón es el accesorio más común y en muy pequeñas cantidades aparecen biotita, epidota y óxidos de hierro. El mineral de alteración más abundante es la clorita. Las diferentes proporciones de cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa dan lugar a variación en composición de riolita a delenita, dacita y riodacita. Las facies extrusivas muestran una composición similar pero muestran la típica estructura de flujo.

Las riolitas muestran un contacto claramente intrusivo con las rocas metamórficas de la Formación Silgará, dentro de las cuales aparecen como diques y silos. Asimismo, xenolitos de roca metamórfica aparecen dentro del cuerpo riolítico. Al sur del Páramo de Canutos las riolitas aparecen como silos dentro de sedimentos arcóscicos del Miembro Tibet de edad devónica. En esta misma zona los estratos inferiores de la Formación Montebel del Jurásico inferior son aparentemente atravesados por las riolitas. Sin embargo en otros sitios los sedimentos de Montebel parecen descansar inconformablemente sobre las riolitas. La relación de las riolitas con los cuerpos intrusivos es menos evidente. En el área de Onzaga, Ward et. al. (en imprenta) menciona cuerpos de riolita y delenita atravesando las rocas intrusivas del Batolito de Mogotes. Al sur el contacto de las riolitas con el granito del Stock del Páramo de Canutos parece ser transicional.

Petrográficamente las riolitas parecen ser los correspondientes efusivos de los cuerpos graníticos de Mogotes y Santa Rosita. Las mismas variaciones de composición de granito a cuarzomonzonita y granodiorita presentes en las rocas intrusivas parecen reflejarse en los extrusivos que muestran variaciones de riolita a delenita y dacita. Por tanto estos extrusivos podrían considerarse como facies magmático-tardías del principal evento plutónico de edad Jura-triásica del Macizo de Santander.

4. ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias corresponden al 67% aproximadamente (3.320 km²) del área estudiada; varían en edad desde el Devónico hasta el Cuaternario. La mayor parte de las rocas descritas, corresponden a unidades de la Cuenca de Maracaibo, si bien, ha sido necesario utilizar la nomenclatura del Valle Medio del Magdalena para los afloramientos del extremo oeste del área, y la del noreste de la Sabana de Bogotá para el extremo sur (Plancha 1).

El Macizo de Santander representado por un pliegue de fondo que se extiende desde el área de Arcabuco al sur, levantándose hacia el norte en donde aflora ampliamente (JULIVERT, 1959) constituye una zona de separación entre las denominadas Cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca del Lago de Maracaibo. Esta separación así establecida, en principio hace referencia a la nomenclatura estratigráfica ya que no puede decirse que el Macizo de Santander haya constituido una barrera sedimentológica entre las dos cuencas, pues si bien se tienen algunas bases para creer que el Macizo actuó como zona positiva, aún quizá desde antes de la depositación del Girón, no es menos cierto que la sedimentación cretácea ocupa toda el área del macizo. Prueba de ello son los retazos de Cretáceo que se conservan dentro de él. (Zona de Matanzas y Zona de Onzaga). Existen sí, diferencias en el espesor y en las facies de las dos cuencas. La correlación de las diferentes unidades se presenta dentro de la discusión de cada una de ellas.

4.1. SISTEMA DEVONICO

Está representado por sedimentos de la Formación Floresta, que incluye rocas arcillosas con una fauna típica, un conjunto detrítico, lenticular, que por su posición estratigráfica se considera de esta edad (Tibet), y un conjunto arcilloso metamorfoseado (basal) que se discute dentro de las rocas metamórficas.

4.1.1. FORMACION FLORESTA

El término Floresta fue creado por A. A. Olsson y T. Ramírez e introducido a la literatura geológica por Caster (1939), para designar una serie de lutitas amarillentas blandas con algunas capas más consistentes, en los alrededores de la población de Floresta, Departamento de Boyacá (DICKY, 1941, p. 1789). La sección tipo está localizada entre Floresta y Santa Rosa de Viterbo.

Originalmente el nombre fue aplicado a los sedimentos comprendidos entre la Formación Girón y el complejo ígneo metamórfico. Botero (1950) introdujo el nombre de Formación Floresta, conservando los límites originales, pero considerando que la parte basal (100 m) de la llamada Formación Girón, realmente correspondía a sedimentos Permo Carboníferos y que él designó con el nombre de Formación Cuche.

La descripción más detallada de la formación es la de Botero (1959) con ligeras modificaciones de Morales (1965, p. 56-57) y es, de techo a base, la siguiente:

Areniscas gris oscuras, de grano fino ferruginosas (150 m); arcillas pizarrosas de color ocre, violeta, gris claro, amarillo rojizo, amarillo y abigarrado con niveles fosilíferos hacia las partes alta y baja (500 m); arcillas pizarrosas negras y areniscas gris clara, carnemilita pálido, amarillo, de grano fino (30 m); conglomerado cuarzosos fino (30 m). El espesor de la formación es de 600 - 700 m (BOTERO, 1950).

En la parte sur-central del cuadrángulo se encuentran sedimentos de la Formación Floresta y corresponden a la continuación hacia el noreste, de una franja continua desde la localidad tipo. Sin embargo la litología es un poco diferente especialmente en lo que respecta a tope y base de la formación. Botero (1950) describe 150 m de arenisca, que no se observaron dentro del área estudiada, si bien, sí se observaron algunas intercalaciones arenosas.

Por debajo del conjunto arcilloso principal, se observa una serie conglomerática que se continúa hacia el sur (Cuadrángulo J-13) en donde Cediel F., le dio el nombre de Tibet (Primer Congreso Colombiano de Geología, 1969). Este conjunto detrítico (Tibet) suprayace (al oeste de Santa Rosita, Plancha 152 - III-B) a un conjunto arcilloso ligeramente metamorfoseado y que, en este trabajo, se denomina como Miembro Floresta Metamorfoseado, el cual alcanza gran espesor hacia el norte, donde en algunas localidades se colectaron fósiles.

4.1.1.1. Miembro Tibet.- El nombre fue propuesto por Cediel, F., 1969, en ponencia presentada en el Primer Congreso Colombiano de Geología.

El Tibet está constituido, en el área, principalmente por conglomerados con cantos que disminuyen de tamaño hacia el sur. Tiene un carácter lenticular (entre los miembros arcillosos del Floresta), ya que disminuye su espesor hacia el sur hasta 60 m en la localidad tipo del Floresta, parte basal arenosa de la Formación Floresta de Botero (1950), y hacia el norte desaparece un poco al sur de Covarachía, alcanzando su máxima expresión al norte de Santa Rosita (Plancha 152, III-B) en donde a pesar de encontrarse replegado se calcula que su espesor sobrepasa los 2.500 m.

Si bien no se midió una columna detallada y completa de este conjunto se constató que en la mayoría de los afloramientos está constituido por conglomerados predominantes muy groseros con intercalaciones menores de limos rojo vino tinto y areniscas cuarcíticas blancas.

El Tibet está representado en el área por dos franjas, una en la parte media a sur-central y la otra en la parte sur-occidental del cuadrángulo. En la franja media a sur-central, la longitud de los afloramientos es de unos 48 km con un ancho máximo de unos 7,5 km.

En el sitio de Santa Rosita y sobre la carretera central del norte, en su tramo

Belén - Soatá, se observaron conglomerados muy espesos con guijos y bloques (hasta de 80 cm) de areniscas blancas, limos y arcillas laminadas rojizas, arcillas laminadas amarillo crema y cuarzo. Filones de cuarzo son comunes. Se observa estratificación cruzada. En este sitio el conjunto se presenta muy fracturado hasta el punto de hacerse difícil la precisión de los buzamientos. Los guijos y los bloques muestran una cierta orientación. La matriz de los conglomerados es en general roja, arcillosa, presentando en ocasiones cierta sedosidad que indica una fuerte diagénesis. Las areniscas y limos rojos que se intercalan dentro de la gruesa masa conglomerática son secundarios en el área.

Se presenta a continuación una sección estratigráfica parcial del Tibet, medida en la margen derecha del Río Pargua, dentro de la franja en mención.

Sección estratigráfica parcial del Miembro Tibet, medida sobre la margen derecha del Río Pargua, frente a la desembocadura de la Quebrada El Cedral (Plancha 152, III-D, j-4), Municipio de Tutasá, Departamento de Boyacá (medida y descrita por J. Reyes, Marzo 1974):

	Espesor (m)		
Arenisca de grano medio a grueso blancuzca y rojiza matriz arcillosa.	4,0	Lutitas amarillentas y arenisca de grano fino morada micácea	2,0
Arenisca de grano muy grueso blancuzca y rojiza, compuesta principalmente de granos de cuarzo, ocasionalmente feldespato, granos de rocas rojas y un mineral oscuro no determinado, algunas veces presenta muscovita. Hay un intercalación de más o menos 1 m de arenisca de grano fino, morada micácea	30,0	Arenisca blancuzca, grano grueso en parte conglomerática con cantos grandes de cuarzo rosado y cuarzo lechoso, presenta estratificación cruzada	10,0
Arenisca de grano fino rosada muy arcillosa y micácea	4,0	Arenisca arcillosa, grano muy fino	1,0
Arenisca blancuzca muy cuarzosa en ocasiones conglomerática, matriz silíceo. Con una pequeña intercalación de conglomerado de color morado	12,0	Conglomerado blanco con cantos grandes, más o menos 2 cm, de cuarzo lechoso y cuarzo rosado, matriz silíceo. Algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano fino micáceas	6,0
		Arenisca de grano fino arcillosa	1,0
		Arenisca conglomerática rojiza, cantos de cuarzo, matriz arcillosa	2,0
		Conglomerado rojizo, con cantos grandes, lechoso, algunos cantos de roca (de una roca roja micácea). Con intercalación de arenisca amarilla	4,0
		Arenisca morada arcillosa y una intercalación de de 20 cm de lutita gris	2,0
		Areniscas conglomeráticas blancas muy cuarzosas, matriz silíceo con cantos ocasionalmente mayores de 2 ó 3 cm, redondeados. En bancos de más o menos 2 cm algunos de los cuales presentan estratificación cruzada	20,0
		Arenisca conglomerática, rojiza, cantos grandes de cuarzo, algunos cantos de rocas rojas claras, friables	3,0
		Arenisca arcillosa, de grano fino	1,5
		Cubierto por vegetación y suelo	25,0
		Arenisca de grano grueso, rojiza, de matriz arcillosa, con intercalación de más o menos 80 cm de lutita gris.	17,0

Arenisca conglomerática blanca muy cuarzoza y algo feldespática, con algunas intercalaciones de arenisca arcillosa morada micácea que no pasan de 30 cm	15,0	Arenisca de grano fino micácea y arcillosa	1,0
Lutita gris rojiza	1,0	Arenisca conglomerática, verde, compacta	1,5
Arenisca de grano fino amarillenta, muy arcillosa	4,0	Arenisca conglomerática, morada, feldespática, cantos de roca verde	1,0
Arenisca conglomerática verde amarillenta con cantos grandes de cuarzo y muy pocos y pequeños cantos de rocas verdes y rojas, con una intercalación de más o menos 0,50 m de arenisca arcillosa amarilla	22,0	Arenisca conglomerática, verde, matriz silíceas, compacta	6,0
Intervalo cubierto (vegetación)	20,0	Arenisca de grano fino, color amarillento, arcillosa	1,5
Conglomerado blanco con cantos grandes de cuarzo lechoso y cuarzo rosado, matriz silícea	5,0	Arenisca conglomerática, color gris verdoso, muy compacta	4,0
Arenisca conglomerática, verdosa, de cantos de cuarzo y roca, con dos intercalaciones de 20 cm de areniscas moradas arcillosas	25,0	Arenisca de grano fino, coloración verdosa, micácea, algo arcillosa	5,0
Arenisca de grano fino, amarilla, arcillosa	2,0	Arenisca de grano grueso, color morado, feldespática	1,0
Arenisca conglomerática de coloración verdosa de cantos de cuarzo y feldespato rosado, matriz silícea compacta	4,5	Arenisca de grano grueso, coloración gris verdosa, compuesta por cuarzo, feldespato y algunos fragmentos verdes de roca, matriz silícea, compacta	15,0
Arenisca arcillosa	1,0	Arenisca de grano fino, color morado, arcillosa micácea	1,0
Arenisca conglomerática morada muy feldespática, grandes cantos de cuarzo	12,0	Arenisca conglomerática verde	2,5
Arenisca de grano fino morada micácea	1,0	Arenisca de grano fino, coloración verde, micácea	1,0
Arenisca de grano fino morada micácea	1,5	Arenisca conglomerática verde, cantos de cuarzo, muy compacta	3,0
Arenisca conglomerática, amarillenta, grandes cantos de cuarzo y feldespato, matriz arcillosa alterada	10,0	Arenisca morada, micácea	0,5
		Arenisca conglomerática verde	3,0
		Arenisca de grano fino, color gris verdoso, micácea	2,0
		Arenisca conglomerática color verde	3,0
		Intervalo cubierto (vegetación)	30,0
		Arenisca de grano fino, color rojo amarillenta, micácea, arcillosa	1,0

Arenisca conglomerática verde, dura cantos pequeños de cuarzo	2,0
Arenisca de grano fino, morada, arcillosa, bastante micácea	1,0
Arenisca conglomerática de color verde, con cantos de cuarzo rosado y algunos cantos pequeños de cuarzo y mica. En partes la arenisca es rojiza por oxidación de hierro	11,0
Arenisca de grano medio, coloración blanca, matriz silícea	15,0
Arenisca conglomerática, coloración verde. Presenta cantos medianos de cuarzo-feldespatos y de rocas de color verde. Los cantos generalmente no son redondeados y su distribución da a la roca un fuerte aspecto de roca ígnea. Son bancos de 1 a 3 m, muy compactos, y en ocasiones presentan estratificación cruzada	26,0
Arenisca de grano fino morada, micácea	0,5
Arenisca conglomerática color verde compuesta por granos de cuarzo, feldespatos y granos de roca color verde. Tiene aspecto de roca ígnea y es compacta, matriz silícea. En bancos de 1 a 2 m, algunos de los cuales tienen estratificación cruzada.	13,0
Espesor total medido	420,0

Se considera que falta la parte basal, antes del contacto con el ígneo.

En gran parte de su extensión, este conjunto, reposa inconformablemente o en contacto fallado sobre el Miembro Arcilloso Inferior Metamorfoseado. Sin embargo en el extremo sur y en la parte noroeste de la Plancha 152, I-B se encuentra en parte en contacto fallado y en parte presumiblemente intruido por un granito. No se pudo observar en ninguna parte metamorfismo de contacto, ni alguna otra característica que constatará que los sedimentos fueron intruidos por el ígneo.

Estos cuerpos ígneos se han considerado como Jura-Triásicos y por lo tanto es probable que intruyan estos sedimentos devónicos.

En la zona suroccidental, la franja de sedimentos detríticos del Tibet, tiene una longitud de unos 8,5 km de largo con un ancho máximo de 2,5 km. Allí, el tamaño de los cantos es mucho menor que en la parte media y norte de la franja central. Se observan delgados diques de riolitas. El contacto inferior es en parte fallado con el Miembro Arcilloso Inferior Metamorfoseado y en parte está cortado por riolitas. El contacto superior es inconformable con la parte media de la Formación Montebel y en su mayor parte se encuentra cubierto por depósitos glaciares.

Además de la gran variación en el espesor de este conjunto es interesante anotar la disminución del tamaño de los cantos en una dirección norte-sur; de cantos de 80 cm en el área de Santa Rosita, se llega a un conglomerado fino y areniscas en la región de Floresta. La orientación de los cantos y guijos, así como la sedosidad de las delgadas intercalaciones arcillosas y limolíticas, podría deberse a diagénesis como se mencionó anteriormente, pero también puede ser el resultado de un débil metamorfismo.

El Tibet se considera Devónico en edad por su posición, debajo del Miembro Arcilloso de edad Devónico medio y sobre el Miembro Arcilloso Inferior Metamorfoseado, del cual se colectaron unos pocos fósiles con una dispersión estratigráfica del Ordoviciano inferior al Devónico superior.

4.1.1.2. Miembro Arcilloso.- Corresponde a la Formación Floresta, en su sentido original, excluyendo la parte basal arenosa (60 m) dada en la descripción de Botero (1950) y modificada por Morales (1965).

En el área, este conjunto está constituido de base a techo, por: limolitas gris verdosas, pardo amarillentas cuando están alteradas, compactas, masivas, fosilíferas, lutitas gris amarillentas y rojizas con intercalaciones de limolitas grises de alteración violá-

cea; lutitas gris-claras, amarillentas y violáceas; lutitas gris claras, micáceas en estratos de 10 a 40 cm. El espesor es de unos 700 m.

Fósiles colectados en los alrededores de Santa Rosita (Plancha 152, IV-B, g-12) fueron identificados como fenestella cf. *Venezuelensis* Weisbord y fenestella sp. que corresponden al Devoniano medio, confirmando los datos de Caster (1942), Royo y Gómez (1942), Botero (1959), Morales (1965) Ward et al (en imprenta).

En el área de afloramiento está restringida a la parte sur-central del cuadrángulo, en una franja de unos 15 km de longitud con un ancho máximo de 1,5 km, y a los alrededores de Covarachía.

En la franja sur, reposa en parte aparentemente inconformable sobre el conjunto detrítico del Tibet y en parte en contacto fallado; una relación semejante se observa en el contacto con los sedimentos suprayacentes de la Formación Cucho.

En el área de Covarachía, la extensión de los afloramientos es pequeña y el contacto inferior generalmente es fallado con sedimentos Permo Carboníferos del Río Nevado y Cretáceos, excepto por una pequeña extensión en donde descansa inconformablemente sobre un ortoneis.

El conjunto está suprayacido inconformablemente por sedimentos rojos del Permo Carbonífero del Río Nevado.

4.2. SISTEMA PERMO - CARBONIFERO

Está representado por sedimentos rojos de la Formación Cucho y del Paleozoico del Río Nevado. Aunque la datación de los sedimentos del Cucho, no tiene muy buenas bases paleontológicas, por su posición y correlación con el Río Nevado se considera como de este sistema.

4.2.1. PALEOZOICO DEL RIO NEVADO

Estos sedimentos fueron estudiados por Stibane y Forero (1969), quienes descri-

ben las series presentes en el Río Nevado, afluente de la margen derecha del Chicamocha y que vierte sus aguas a éste un poco al sur del Municipio de Capitanejo (Plancha 136, IV-C). Sobre la carretera que conduce de Capitanejo al Cocuy y en el sitio en donde ésta pasa de la margen norte a la sur en el Puente del Totumo, aparece la sección a que se viene haciendo referencia. Ocupa aquí el núcleo de un anticlinal bien delineado por las capas cretácicas del Tibú y Mercedes, que se le superponen.

El carácter del presente estudio sólo permitió la cartografía general de estos afloramientos sin que se haya intentado algún detalle estratigráfico o paleontológico.

Afloramientos que se consideran equivalentes a estas series aparecen al norte, o al oeste y al sur de la localidad estudiada por Stibane y Forero. Un breve resumen de la litología de estos afloramientos se incluye a continuación.

En el Municipio de Carcasí, unos 15 km al norte de la sección del Río Nevado, se presenta un afloramiento de una magnitud muy superior, pero debido a fallamiento y plegamientos fuertes no se pudo obtener una sucesión completa y detallada. A grandes rasgos se observó allí, sobre el carretable que va de Carcasí al corregimiento del Tobal, la siguiente secuencia:

—Limolitas y lutitas muy compactas grises, bandeadas (bandas grises y grises muy claras de un milímetro a dos centímetros), 50 m.

—Lutitas de aspecto sedoso, con nódulos de caliza, capas de limolita roja, vino tinto y limolita arenosa algo calcárea, 40 m.

—Calizas grises muy compactas, alternando con lutitas amarillentas sedosas y algunas areniscas calcáreas de color gris claro, 100 m.

—Limolitas verdes, rojizas, areniscas rojas y algunas cuarcitas blancas, 100 m.

—Limos verdes sedosos, lutitas rojas e intercalaciones esporádicas de areniscas sucias, calcáreas y algún banco de caliza (espesor no determinado).

En la parte alta de esta secuencia (Plancha 136, II-C, f-9) y sobre la carretera Enciso-Carcasí se colectó una muestra de lutita gris, que según el análisis paleontológico, contiene hojitas y fragmentos de flor y tallo de Articulades, identificables con el género *Sphenophyllum*, (primer hallazgo conocido en Colombia, según la geóloga Diana Gutiérrez) el cual es indicativo del Carboniano superior. Una segunda muestra de caliza colectada sobre la misma carretera, en el tramo Carcasí-El Tobal (Plancha 136, II-C, f-12), contiene *Composita* sp. (Carboniano al Permiano) y *Spirifer* sp. (Carboniano).

Si bien la sucesión aquí esquematizada no encuadra perfectamente dentro de las secciones descritas en el Río Nevado, éstas se correlacionan, teniendo en cuenta la escasa fauna y flora colectada (presente en las dos secuencias), la presencia de lutitas rojas con nódulos calcáreos y la posición estratigráfica de las mencionadas secuencias. Además hay que tener en cuenta que el área de Carcasí no se pudo obtener una secuencia detallada y que la secuencia del Río Nevado está descrita de una manera muy somera y sin determinar la base y techo.

Al oeste del Puente Totumo, a unos 3 km, sobre el carretable que conduce del Corregimiento de Chapetón al Municipio de San Mateo se encuentran unos afloramientos de limos rojos compactos y algunas calizas formando un anticlinal muy apretado superpuesto al oeste por el Tibú y Mercedes y en contacto fallado al este con el Capacho. Se ha asumido por vecindad, similitud litológica y posición estratigráfica que este afloramiento pertenece al mismo Paleozoico del Río Nevado.

Una tercera franja cartografiada bajo esta denominación es aquella que se extiende con dirección norte-sur desde la Quebrada Pie del Desecho, al oeste de Soatá, hasta las cercanías del Páramo de Santa Rosita, un poco al suroeste de Susacón. Generalmen-

te el límite este de esta franja es un fallado contra el Cretáceo (Capacho), aunque en algún sitio se observó el Tibú y Mercedes descansando sobre ella. El límite oeste se presenta hacia el norte como un contacto en parte discordante y en parte fallado con las capas detríticas del Tibet; hacia la parte media intruido por una cuarzomonzonita y hacia el sur como un contacto fallado contra el Cretáceo (Capacho).

En dos sitios se pudieron observar sucesiones de estos sedimentos.

En la ladera norte de la Quebrada Pie del Desecho sobre la carretera en construcción Soatá-Onzaga se observó una sucesión así:

—Calizas grises con guijos de cuarzo hasta de 3 cm y atravesadas por venillas de calcita, en varios bancos separados por limos amarillentos muy compactos (su espesor es difícil de determinar).

—Calizas conglomeráticas con guijos de arcilla roja y algunos de arenisca, conglomerados rojizos, limos violáceos y bancos de arcilla roja con nódulos de caliza y arenisca. Algunos bancos de areniscas rojas compactas a veces algo conglomeráticas, 70 m.

Un poco más al sur de este sitio y sobre la Quebrada El Muerto se vio una sucesión así:

—Conglomerados calcáreos con cantos de calizas, de lutitas y de arenisca muy cementados con material calcáreo. Están en contacto con el cretáceo por una falla y su espesor es difícil de observar.

—Limos rojos con cantos de caliza gris clara, hasta de 7 cm de diámetro; de cuarzo muy fracturado y de limolitas rojas hasta de 10 cm. Todo el conjunto tiene un aspecto rojizo. Se presenta en varios bancos de espesor variable separados por limos rojos vino tinto, 50 m.

—Conglomerados bien cementados, rojizos, con cantos de cuarzo, arenisca, y limos rojos, con una matriz gruesa arcósica.

los guijos alcanzan 10 cm. Intercaladas se observan areniscas arcillosas rojas con zonas conglomeráticas y limos rojos compactos, 150 m.

—Arcillas amarillentas sedosas, 100 m.

—Conglomerados y limos rojos y algunas areniscas verdosas claras, cuarcíticas, muy compactas, 80 m.

Como puede observarse en las sucesiones descritas, hay algunos miembros que pudieran corresponder a los descritos en el Río Nevado, pero a la vez se observa la presencia de algunos niveles que no están presentes en dicha sucesión. Tal es el caso de las areniscas cuarcíticas que se observan en Carcasí.

Es indudable que esta secuencia cartografiada con el nombre de Paleozoico del Río Nevado presenta características en partes similares pero en ocasiones diferentes. Dadas las condiciones en que se presentan los afloramientos, siempre fallados, plegados, intruidos, o cortados discordantemente por sedimentos más recientes, ha sido imposible con un estudio tan general como el presente dar mayores precisiones sobre ellos y en consecuencia se les asigna aquí la misma edad dada por Stibane y Forero (1969) a la sección del Puente El Totumo, es decir, Carboniano superior hasta Permiano.

Es necesario anotar que en la última franja descrita entre las quebradas Pie del Desecho y El Muerto, se pudieron observar algunas lutitas amarillentas con fósiles esporádicos, aparentemente por debajo de la sucesión descrita en la Quebrada El Muerto y las cuales ocupan una extensión más o menos considerable. Es posible que ellas correspondan ya al Devónico de Floresta pero ha sido imposible hacer una separación de ellas en la cartografía. Esto no es desde luego sorprendente si se tiene presente que el mismo Stibane supone que posiblemente la parte inferior de la serie del Río Nevado sea devónica.

En el área de Covarachía se encontró una secuencia litológica similar a la des-

crita en Pie del Desecho y que descansa sobre lutitas amarillo crema, sedosas, fosilíferas, cartografiadas como Devónico (miembro arcilloso).

Stibane y Forero (1969) paralelizan la secuencia del Río Nevado con los afloramientos del Paleozoico de La Jagua. Igualmente, estos sedimentos podrían ser correlativos con la Formación Cuche.

4.2.2. FORMACION CUCHE

El nombre Formación Cuche fue creado por Botero (1950) para designar un conjunto de 300 a 400 m de espesor formado casi totalmente por "arcillitas" de color rojo violeta, en la Vereda de Cuche, Municipio de Santa Rosa de Viterbo, Departamento de Boyacá. Donde mejor representada está la sección es en el camino que va de Floresta a la Vereda de Cuche.

El mencionado autor describe la formación de techo a base, así: arcillitas de color rojo violeta o carmín con bandas de color amarillento crema, arcillitas de color amarillo crema y gris, arcillitas de color amarillo crema con intercalaciones de areniscas duras y de color rojo violeta con parches de arcillitas amarillentas y ocre; arcillitas arenosas y areniscas duras de color rojo violeta (10 m); arcillas pizarrosas de color amarillo crema con intercalaciones de capas arcillosas delgadas de color rojo violeta o carmín.

Dentro del Cuadrángulo I-13 y en su parte sur, la Formación Cuche aparece como una franja alargada de dirección N-E de unos 15 km de longitud y una anchura máxima de 3 km. Cubre esta franja el llamado Páramo Cazadero y llega hasta el sur del Páramo de Guantiva.

En las cercanías del sitio llamado Santa Rosita se observó una sucesión que de la base hacia el techo presenta: limolitas violáceas; areniscas grises, arcillosas, de grano fino, friables alteración a rojo violáceas, alternancia de limolitas violáceas y areniscas rojo violáceas, arcillosas, de grano fino; limolita violáceas; lutitas violáceas y limo-

litas violáceas, micáceas, delgadamente estratificadas; alternancia de limolitas violáceas y areniscas violáceas arcillosas de grano fino, en capas hasta de 0,7 m.

El espesor de esta secuencia es de unos 825 m según se pudo deducir de un corte geológico del área.

El contacto inferior en gran parte de su extensión es fallado; sólo en los extremos norte y sur de la franja, el Cucho descansa sobre el Floresta arcilloso.

El contacto superior a través de toda el área está marcado por la aparición de los conglomerados gruesos de la Formación Girón, sin que se observen signos aparentes de discordancia. Sin embargo bien sabido es que entre estas dos formaciones existe todo un período de erosión y posible plegamiento que ha dado origen a clarísimas discordancias angulares como las que se observan al sur de esta zona.

En cuanto hace relación a la edad del Cucho, se puede decir que la asignada por Botero (1950), Missisipiano para la parte baja, Pensilvaniano para la media, y Pérmico para la superior se conserva aun, dado que no se conocen nuevos trabajos paleontológicos publicados de esta formación.

Las correlaciones del Cucho son de la misma manera aun muy imprecisas. Stibane y Forero (1969) en la descripción y datación del afloramiento del Río Nevado, asignan una edad carbonífera y posiblemente pérmica a tales sedimentos, pudiendo de esta forma ser correlativos con la Formación Cucho. Sin embargo parece existir diferencias litológicas marcadas y debe tenerse presente que la edad del Cucho se le asigna en base a un sólo fósil colectado por Botero (Palaeoneido Sulcantina Conrad), posiblemente Missisipiano y a discordancia dentro de la misma formación, que naturalmente no son bases muy firmes para la determinación correcta de la edad. Por otra parte algunos autores consideran que el Cucho podría corresponder al llamado piso de Soapaga creado por Hubach en el área de Soapaga y Guantiva

(BOTERO, 1950, p. 271), pero cabe la posibilidad de que parte de este piso o su totalidad pertenezca al Girón, si bien esta última correlación no parece muy lógica. De todas formas aquí se utiliza el nombre de Cucho porque las capas así llamadas constituyen litológicamente y por su posición estratigráfica, una formación similar a la del Cucho que se encuentra sólo a unos 30 km al sur de la región aquí estudiada. Por otra parte, en el trabajo presentado al Primer Congreso Colombiano de Geología por Cediel F. (1969), se presenta un mapa en donde aparece en su extremo norte una serie de sedimentos llamados Cucho, cuya prolongación hacia el norte es a la que se está haciendo referencia en este trabajo.

Es natural que subsisten una gran cantidad de problemas de correlación de los diferentes sedimentos rojos de la Cordillera Oriental de Colombia. Desafortunadamente en el presente trabajo no puede hacerse otra cosa que plantear nuevos interrogantes sobre tales sedimentos.

4.3. SISTEMA JURA-TRIASICO

Si bien los sedimentos descritos bajo estos sistemas, están incluidos casi en su totalidad dentro del Jurásico, se utiliza el nombre de Jura-Triásico debido a la determinación de edad de la Formación Montebel (Rhético) que incluye la parte más superior del Triásico.

4.3.1. FORMACION MONTEBEL

El nombre de Formación Montebel o "Montebel series" fue creado por Hubach y Trumpy (HUBACH, 1957, p. 63), para designar una sucesión de "esquistos" arcillosos negros de varios cientos de metros de espesor. La referencia original y primera descripción aparece en Trumpy (1943). La localidad tipo es el sitio Montebel sobre la carretera Duitama-Charalá, al sur del Páramo de la Rusia dentro del Cuadrángulo J-12 y situado a unos 20 km al suroeste de la parte más meridional del presente cuadrángulo.

Una descripción más detallada de la formación fue hecha por Renzoni (1967, p.5)

en el camino que de Palermo conduce a Paipa, pocos kilómetros al suroeste del área estudiada. Allí la sucesión consta de: 100 m de lutitas negras alternando con limolitas gris verdosas; 40 m de lutitas negras; 200 m de limolitas ocre a rojizas con intercalaciones de areniscas arcillosas grises ocre y blancuzcas; 66 m de limolitas gris oscuras con restos de vegetales y lamelibranquios (Estherias) y de intercalaciones de areniscas feldespato-micáceas grises, rojizas y verduscas.

Dentro del cuadrángulo, la Formación Montebel aparece en el extremo suroeste formando un núcleo anticlinal, posiblemente la prolongación más norte del anticlinal de Arcabuco y quedando cortada por una falla en dirección SW-NE que la pone en contacto con los conglomerados del Tibet. La formación consta de arcillas laminadas negras alternando con limolitas de color rojizo, areniscas arcillosas y feldespáticas y algunos niveles conglomeráticos.

En el área es interesante anotar el incremento de areniscas feldespáticas que llegan a ser conglomeráticas en el miembro basal, que si bien aparece en contacto fallado con el Tibet, presenta un espesor mucho mayor que el descrito por Renzoni (Opus Cit.). En la parte más norte de los afloramientos del Montebel, éste aparece descansando inconformablemente sobre el Tibet y ya no aparece la parte basal, sino las limolitas rojizas con intercalaciones delgadas de areniscas arcillosas (200 m según Renzoni). Estas limolitas son aparentemente cortadas por rocas volcánicas, principalmente riolitas, en su extremo más norte.

Con base en estudios paleontológicos, Langenheim (1966, 1969) da una edad Rhetico o Jurásico para la formación.

Trumpy (1945) da una edad Triásico superior, basado en estherias clasificadas por Olson.

La Formación Montebel se observa suprayaciendo inconformablemente al Tibet, en una pequeña extensión dentro del cuadrángulo y no se observan los sedimentos

que se le superponen. Sin embargo en el Cuadrángulo J-12, a corta distancia hacia el suroeste, la formación está suprayacida por la Formación La Rusia (RENZONI, 1967). De acuerdo con la cartografía efectuada en el mencionado cuadrángulo se puede eliminar la posibilidad de que la Formación Montebel pudiera corresponder al Cretáceo, según lo expuesto por Julivert et al (1968, p. 406).

Langenheim, R., (1954) correlaciona la Formación Montebel (bajo el nombre Girón), con la parte media del Girón de la sección del Río Lebrija. Posteriormente Langenheim, J.H. (1960), anota que esta correlación es dudosa, apreciación que es compartida por Navas, en Julivert et al, 1968, p. 406 y Cediél, 1968, p. 84.

4.3.2. FORMACION GIRON

El término "Girón series" fue creado por Hetner (1892) para designar un conjunto grueso de areniscas, conglomerados y limolitas rojas que se encuentran expuestas al oeste de Bucaramanga y deriva su nombre del pueblo de Girón.

La sección de la garganta del Río Lebrija fue considerada como sección tipo por Langenheim (1954). Posteriormente, trabajos de campo han sido efectuados por Julivert (1958), Navas (1963) y Cediél (1968) quien le da el rango de grupo e incluye sedimentos Cretáceos al tope (Formación Tambor). El espesor es de 3.500 m para Langenheim, 2.650-2.690 para Navas y de 4.650 para Cediél.

El Girón en el área estudiada está restringido a dos zonas. Una zona en la parte norte-central del cuadrángulo en la cual el Girón aparece como la parte final de una franja que se extiende en el Cuadrángulo H-13 y de cuyas características hablan Ward et al (en imprenta). Cabe sólo destacar que las mismas características de variación de espesor de las cuales se habla en el trabajo anteriormente citado, están bien representadas aquí. En efecto al este del Municipio de Molagavita aflora una franja más o menos grande del Girón que separa los sedimentos cre-

tácicos de los sedimentos Devónicos del Floresta, y que alcanza algún espesor, más al oeste y tan sólo a unos 5 km de este sitio los sedimentos cretácicos descansan sobre la Formación Floresta sin que se observe allí la presencia del Girón. Esta desaparición puede estar marcada por no depositación o por efectos de erosión post-Girón. Tal como Ward et al (en imprenta) lo sugieren, es posible que los dos fenómenos ocurran conjuntamente; aquí el Girón consiste principalmente en conglomerados y areniscas arcósicas de colores rojizos.

La otra zona, en donde el Girón está presente, se localiza en la parte sur-central del cuadrángulo, en una franja de unos 15 km de largo y con un ancho máximo de 5 km. Esta franja continúa hacia el sur y aflora en la carretera Belén-Paz de Río (Cuadrángulo J-13); el Girón descansa inconformablemente sobre la Formación Cucho y está constituido por un conjunto potente de areniscas conglomeráticas, areniscas y conglomerados de color rojo violáceo con delgadas intercalaciones de lutitas y limolitas rojas violáceas. En la base de esta secuencia se observa un conglomerado, con cantos de areniscas y limolitas violáceas, cuarzo y fragmentos de roca ígnea hasta de 20 cm de diámetro, cementados por una matriz arenosa de color rojo violáceo. Esta secuencia puede alcanzar hasta 1.200 m de espesor.

Flora fósil colectada por Langenheim J. (1959), en la Quebrada Honda fue identificada como del Carbonífero al Pérmico. Sin embargo la falta de conservación de los especímenes, pone en duda la determinación (JULIVERT et al., 1968, p. 311). El mismo autor colectó flora fósil al sur de Floridablanca, debajo del puente sobre la Quebrada Mensulí, y la identificó como posiblemente jurásica.

Egon Rabe (comunicación personal) considera al Girón como de edad Jurásico superior, con base en la posición estratigráfica de la formación, ya que, conodontes colectados en la Formación Bocas, fueron identificados como del Jurásico inferior.

La Formación Girón ha sido generalmente correlacionada con la Formación La Quinta de Venezuela, la cual se considera como Jurásico superior (OPPENHEIM, 1940, p. 1611).

4.4. SISTEMA CRETACEO

El área objeto del presente trabajo se localiza al sur del Macizo de Santander el cual ocupa toda la parte oeste del cuadrángulo, dejando la franja más oriental reservada al Cretáceo y a sedimentos terciarios que forman así el límite este de este complejo ígneo metamórfico. Un retazo del Cretáceo puede verse en el extremo occidental del cuadrángulo constituyendo los últimos afloramientos de la región de Mesas. Dentro del ámbito del complejo ígneo metamórfico puede asimismo distinguirse una franja cretácea, angosta y alargada, que se ha conservado aislada dentro del macizo y la cual se localiza desde un poco al norte del Municipio de Onzaga, siguiendo el Valle del Río Susa hasta el extremo oriental del Páramo de El Vasto, dentro del Cuadrángulo J-13 (Plancha 1).

Suficientemente conocido es el hecho de que el Cretáceo del oriente colombiano ocupa una amplia franja que se extiende desde el Escudo Guayanes al este, hasta el área de la Cordillera Central al oeste, considerada ésta como un geanticlinal (JULIVERT, et al., 1968, p. 133). Este Cretáceo presenta a lo largo de su dominio una serie de cambios de facies que han dado lugar, como es natural, a la existencia de nomenclaturas diferentes. Las correlaciones entre éstas pueden efectuarse con alguna precisión, pero no pueden desde ningún punto de vista considerarse definitivas, principalmente por la ausencia de estudios paleontológicos sistemáticos, y la falta de trabajos litoestratigráficos en algunas áreas.

Dentro de las sucesiones cretáceas estudiadas en este informe existen dos niveles que deben servir como puntos de correlación ya que ellos representan los niveles más constantes a través de toda la Cordillera Oriental de Colombia. Ellos son: en la parte inferior del Cretáceo la Formación Aguar-

diente y dentro del Cretáceo superior la Formación La Luna.

4.4.1. SECCIONES CON NOMENCLATURA DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA.

Esta nomenclatura se utiliza para la cartografía de las rocas cretáceas presentes al NW- y SW de Mogotes y que corresponde al límite este de la zona de Mesas.

4.4.1.1. Formación Tambor.- El nombre fue inicialmente utilizado por Hedberg (1931, inédito), para designar una sucesión que aflora a lo largo del cañón del Río Lebrija entre los kilómetros 92 y 93 de la vía Férrea Bucaramanga - Puerto Wilches (MORALES, et al., 1958). El espesor en la sección tipo es de 650m, pero regionalmente es muy variable.

La Formación Tambor constituye la base del Cretáceo en toda el área de Mesas al oeste del Macizo de Santander. En el área, la formación aparece constituida por un banco potente de areniscas cuarcíticas blancas, conglomerados (en general cuarzosos) y algunas intercalaciones arcillosas. La secuencia reposa sobre el Miembro Floresta Metamorfoseado, no apareciendo el Girón, fenómeno que ya se venía presentando en el lado más oriental de las Mesas de Los Santos y Barichara. Una sección importante puede verse en la carretera San Gil-Mogotes, fuera de este cuadrángulo y en el Río Yama al noreste de Coromoro también un poco fuera del cuadrángulo, pero cuya prolongación norte es la que aparece cartografiada a lado y lado del valle del Río Yama dentro del Cuadrángulo I-13. El espesor sobrepasa aquí los 250 m. Para esta franja puede decirse que El Tambor es exactamente el mismo de la zona de Mesas descrito por Julivert (1958), Julivert, Barrero y Navas (1964) Téllez (1964).

Fósiles del Hauteriviano superior cerca a Totumal y del Valanginiano al Hauteriviano inferior en el área de Villa de Leiva, han sido citados por Morales, et al. (1958, p. 647-648). Sin embargo cabe la posibilidad de que hayan sido colectados en capas calcáreas de la Formación Rosablanca. Si los men-

cionados fósiles corresponden a la Formación Tambor, el tope de la misma sería más antiguo en el sur que en el norte. La Formación Tambor ha sido considerada Hauteriviano-Valanginiano en edad por su posición por debajo de la Formación Rosablanca. El límite inferior de la Formación Tambor es una inconformidad, aunque no muy fácil de comprobar en las áreas en donde descansa sobre sedimentos del Girón. El límite superior es concordante con la suprayacente Formación Rosablanca.

La Formación Tambor se puede correlacionar, si nó claramente en edad, sí en su facies litológica con la Formación Rionegro (Sección basal del Tibú) en la Cuenca de Maracaibo que se ha considerado de edad Neocomiano (?) Aptiano (RICHARDS, 1968).

4.4.1.2. Formación Rosablanca.- El término Formación Rosablanca fue creado por Wheeler (1929 inédito) y deriva su nombre del Cerro Rosablanca, a unos 5 km al norte del ángulo NE de la Concesión De Mares (Cuadrángulo H-12). Sin embargo, la sección tipo generalmente aceptada es la del Cañón del Río Sogamoso (Plancha 120, I-D) 1,5 km aguas arriba del puente sobre el río, en el sitio El Tablazo. Allí la formación consiste en unos 425 m de caliza masiva, dura, gris azulosa, fosilífera, de textura gruesa, con muchas capas margosas, que pasa a caliza de textura muy fina, negra y arcillosa en el tope. Zamarréño de Julivert (1963), hizo un estudio detallado de la formación en la parte oeste de La Mesa de Los Santos en donde hoy en día ha adquirido gran interés debido a la presencia de bancos yesíferos de interés económico (WARD, et al., 1969).

Al suroeste de Mogotes y sobre las laderas del Río Yama aparece una sucesión constituida por unos 160 m de calizas, arcillas negras laminadas y bancos arenáceos. Jaramillo (1971) distingue tres miembros: Un miembro basal de arcillas negras laminadas con bancos de caliza arenosa gris fosilífera y bancos de areniscas limolíticas, micáceas hacia el tope, 80 m; un miembro intermedio de calizas masivas grises con intercalaciones de arcillas negras laminadas de 1 a 2 m de espesor,

30 m; y un miembro superior de arcillas negras, alternando con bancos de calizas negras bituminosas de 0,80 m, con un espesor de 50 m. Esta sucesión es la misma que se presenta en el área a que se hace referencia pues la sección de la Quebrada Cedrillal se sitúa a una distancia no mayor de 500 m del límite oeste del Cuadrángulo I-13. Hay necesidad de destacar aquí la presencia de areniscas hacia la base, en bancos de alguna potencia y por encima del primer nivel calcáreo que separa esta Formación del Tambor, característica que contrasta con la secuencia de la sección tipo y que ya había sido observada por Tabor (1965) en la Concesión de Mares y por Ward et al (en imprenta) en el área de Cuesta Rica.

De acuerdo con los fósiles citados por Morales (1958) y Bürgl (1954), la edad de la Formación Rosablanca ha sido considerada como Barremiano hacia el norte hauteriviana en la zona de Mesas (área del presente informe) y valanginiana en Villa de Leiva (I. de JULIVERT, en JULIVERT et al., 1968).

La Formación Rosablanca se considera fue depositada conformablemente entre la infrayacente Formación Tambor y la suprayacente Formación Paja. Existe una similitud litológica entre la Formación Rosablanca y la Formación Tibú (Cuenca de Maracaibo) aunque sus edades serían diferentes.

4.4.2. SECCIONES CON NOMENCLATURA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

Se utiliza la nomenclatura de la Cuenca de Maracaibo para la mayor parte de las rocas sedimentarias cretáceas cartografiadas en el Cuadrángulo I-13, exceptuando las áreas al noroeste y suroeste de Mogotes anteriormente descritas. Las formaciones, Rionegro, Tibú, Mercedes y Aguardiente forman parte de la Formación Uribante de Sievers, W., 1888.

4.4.2.1. Formación Rionegro.- El nombre fue creado por Hedberg (1931), quien denominó "Rionegro Conglomerate" a los depósitos del Cretáceo inferior de la Sierra de Perijá, Zulia, Venezuela. Hedberg and Sass

(1937) le dan el rango de formación, y la describen como constando de areniscas y arcosas de grano grueso con algunas capas de conglomerados, areniscas de grano fino y lutitas interestratificadas; Miller (1962, p. 1573) incluye el Rionegro en una sección del Valle del Cesar. Richards (1968), aconseja el uso de Formación Rionegro para denominar las capas arenosas basales del Cretáceo en la Concesión Barco.

En el área del presente trabajo y más específicamente en el sector de García Rovira, Julivert (1960) cartografió un "nivel detrítico basal" que más tarde consideró como correspondiente a la Formación Rionegro (JULIVERT, et al., 1968, Fig. 11, p.97,118).

La Formación Rionegro en el área Málaga-Molagavita-Miranda está representada por un conjunto muy variable, de lutitas oscuras, areniscas cuarcíticas y conglomerados, que según Julivert (ibid) en ocasiones falta. Unos 2 km al norte en el Cuadrángulo H-13, Abozaglo y Otero (en Ward et al., en imprenta) midieron 135 m en la Quebrada Lisgaura. En la mencionada sección así como en la cartografía del cuadrángulo figura como Formación Tambor. Julivert, et al. (1968) cita, en la zona de Guaca, 150 m de arenisca cuarzosa, en bancos gruesos con algunas capas conglomeráticas. Al este del Río Servitá la Formación Rionegro parece no existir, al menos como un nivel cartografiable; tan sólo en el área de Suparí se observaron algunos niveles de areniscas blancas cuarcíticas, localmente conglomeráticas con intercalaciones de lutitas negras, que bien podrían corresponder a la Formación Rionegro. Sin embargo no se pudo establecer la continuidad de este nivel hacia las áreas adyacentes y en consecuencia no aparecen en la cartografía.

Basados en la edad de las formaciones suprayacentes, Richards (1968) y Julivert et al (1968) han considerado la edad de la Formación Rionegro como Neocomiano (?) Aptiano (Concesión Barco) y Valanginiano (García Rovira) respectivamente.

El límite inferior de la Formación Rionegro es de discordancia sobre rocas pre-

cretáceas. Localmente descansa sobre rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. El límite superior puede ser concordante, si la edad es la insinuada por Richards (1968), o representar una laguna estratigráfica si es valangianiana como la considera Julivert, et al (1968, p. 116). Litológicamente se puede correlacionar la Formación Rionegro con la Formación del Valle Medio del Magdalena (WARD, et al, en imprenta).

4.4.2.2. Formaciones Tibú y Mercedes.- Las formaciones Tibú y Mercedes fueron originalmente consideradas por Notestein, et al (1944), como miembros de la Formación Uribante de Sievers (1888). Los nombres Tibú, Mercedes y Aguardiente han sido usados con posterioridad como formaciones (SUTTON, 1946), Salvador (1961). Ward, et al (en imprenta). Richards (1968) utilizó, en el área de la Concesión Barco, el término Aguardiente como formación y los términos Tibú y Mercedes como miembros de la Formación Apón, excluyendo la parte basal arenosa del Tibú y que él llamó Formación Rionegro. Esta nomenclatura (RICHARDS, 1968) es la que se sigue en el presente trabajo, pero conservando el nombre formaciones Tibú y Mercedes para lo que él llamó Formación Apón. La Formación Rionegro no está presente o representa un nivel no cartografiable (a la escala del presente trabajo) en algunas áreas en donde pudo quedar incluido dentro del Tibú y Mercedes.

Las formaciones Tibú y Mercedes derivan su nombre del Río Tibú y Valle Mercedes en el área de la Concesión Barco, Cuadrángulo F-13 (NOTESTEIN, et al., 1944, p. 1177). El Tibú consta de areniscas guijosas de grano grueso en la base, caliza fosilífera, densa y gris con unas pocas capas de lutitas y areniscas de grano fino en la mitad inferior. Lutitas gris oscuras en la base de la Formación Mercedes producen un contacto neto pero conformable con las calizas de la Formación Tibú. La Formación Mercedes consiste en: intercalaciones de caliza semejante a la de la Formación Tibú (aun cuando algunas se presentan arenosas), lutitas oscuras a negras, micáceas y carbonosas (más abundantes en el tercio inferior de la forma-

ción), y areniscas grises de grano fino a medio, glauconíticas, localmente muy calcáreas (más numerosas en la parte superior). Las calizas, areniscas y lutitas se presentan intercaladas. El espesor varía de 250 m a 562 m (WARD, et al., en imprenta).

Una sección parcial, de las formaciones Tibú y Mercedes, al noroeste de Tipacoque, se presenta a continuación. Los últimos metros del tope de la Formación Mercedes no están representados.

Sección estratigráfica de las formaciones Tibú y Mercedes, en la carretera (en construcción) Río Nevado - Chulavita (Plancha 136, IV-C, g-8) Municipio de Boavita, Departamento de Boyacá (Medida y descrita por L.J. Mejía, Octubre 1974).

	Espesor (m)
Formación Aguardiente (capas inferiores solamente).	
Arenisca blanca de grano medio, cuarcítica, limpia	?
Intervalo cubierto	?
(Contacto probablemente fallado entre las formaciones Tibú y Mercedes y Aguardiente)	
Formaciones Tibú y Mercedes:	
Caliza gris fosilífera	15,0
Caliza cristalina gris, compacta, muy fosilífera con ostreas hasta de 10 cm de diámetro, recristalizadas; forman bancos de 3 m intercalados con caliza arcillosa en estratos hasta de 1 m de espesor	45,5
Caliza gris oscura, arenosa, fosilífera en bancos de 3 m, entre ellas se intercalan caliza arcillosa fosilífera en estratos lajosos de 1 a 2 m de espesor con fragmentos de lamelibranquios y ostreas reemplazados por calcita. Esta capa es muy continua y la alternancia de caliza cristalina y arcillosa es cíclica	70,0

Parcialmente cubierto. Caliza gris en estratos de 2 a 3, de espesor con intercalaciones arcillosas de 20 a 30cm	26,0	Arenisca gris oscura de grano medio, micácea, con intercalaciones de arcillolita gris de 20 cm de espesor. . .	7,3
Caliza gris oscura, finogranular, muy compacta	2,3	Arenisca gris oscura de grano medio, micácea; hacia el tope presenta lechos conglomeráticos con fragmentos redondeados de cuarzo lechoso hasta de 1 cm de diámetro; presenta intercalaciones cíclicas de arcillolita gris hasta de 1 m de espesor entre estratos de arenisca hasta de 2 m . .	15,5
Parcialmente cubierto (probables calizas)	11,3	Arcillolita gris ferruginosa con nódulos de hierro	5,0
Caliza gris oscura, finogranular, con conchas de lamelibrañquios reemplazadas por calcita; es muy compacta .	15,0	Arcillolita gris, ferruginosa; contiene nódulos de hierro hasta de 3 cm de diámetro	4,0
Caliza gris oscura, algo arenosa, con niveles fosilíferos; presenta conchas reemplazadas por calcita y tiene nodulación incipiente	10,8	Arenisca gris oscura de grano medio, cuarzosa, micácea y con cemento ferruginoso; se presenta en bancos de 1 m intercaladas con arcillolita gris en estratos de 50cm de espesor .	12,0
Arenisca gris oscura de grano fino, algo calcárea y ferruginosa	2,5	Arenisca gris oscura de grano medio, algo calcárea; bastante micácea y conglomerática hacia la base. Presenta lechos conglomeráticos con fragmentos de cuarzo hasta de 1 cm; forma bancos compactos de 2 a 3 m de espesor	25,0
Arenisca blanca de grano medio, cuarzosa, con moteados ferruginosos en bancos de 0,5 a 1 m muy compactos; presenta algunas intercalaciones de areniscas lajosas	11,0	Caliza arenosa, negra, micácea en un estrato de 2 m de espesor, seguida por arenisca de grano medio, cuarcítica, algo calcárea, con intercalaciones de limolita gris verdosa. .	8,0
Arenisca gris de grano fino con moteados ferruginosos en bancos de 30 a 50 cm intercaladas con estratos de limolita gris hasta de 1 m y areniscas lajosas en bancos de 3 cm. Las areniscas presentan superficies de fractura con visos grises y rojizos . .	11,3	Marga gris verdosa muy dura con fractura concoidea; forma un banco único homogéneo	5,8
Arenisca gris rojiza de grano fino, cuarzosa y ferruginosa; forma estratos de 1 a 2 m de forma lenticular, poco compactos	10,0	Arenisca gris amarillenta de grano medio, cuarzosa, muy limpia. En la base presenta fragmentos de caliza negra; tiene intercalaciones de lutita amarilla hasta de 50 cm y forma bancos de 1 m, que disminuyen hacia el tope hasta 20 cm de espesor	14,5
Lutita negra interestratificada con limolita hasta de 1 m de espesor con intercalaciones (de 1 a 2 cm) de arenisca gris oscura de grano medio . .	15,0		
Arenisca gris oscura de grano medio cuarcítica con cemento ferruginoso, en bancos de 1 a 2 m; forman una sucesión muy continua con intercalaciones de limolita gris oscura con ligero tinte verdoso en estratos de espesor similar. Se intercalan también algunas arcillas grises hasta de 50 cm de espesor	42,5		

			Espesor (m)
Caliza negra, compacta, microcristalina en bancos macizos de 0,3 a 1 m separados por pequeñas intercalaciones de lutitas negras menores de 2 cm de espesor; presenta yeso en los planos de estratificación en láminas de 1 a 2 mm	21,5		
		Formación Aguardiente: (Capas inferiores solamente)	
		Arenisca cuarcítica de grano medio a grueso con lechos conglomeráticos.	20,0
Caliza arenosa y arcillosa (parcialmente cubierta)	20,0		
	-----	Formación Tibú y Mercedes	
		Caliza gris con ostras; hacia el techo se presenta arenisca gris rojiza, calcárea, ferruginosa	60,0
Espesor parcial medido de las Formaciones Tibú y Mercedes	426,8		
		Caliza fosilífera con fragmentos de ostras hasta de 6 cm de diámetro; hacia el tope se presentan intercalaciones de lutita negra hasta de 50 cm y los bancos de caliza se hacen arenosos	47,0
		Formación Rionegro	
Arenisca gris oscura de grano medio, cuarcítica, ligeramente calcárea . . .	3,0		
		Arenisca negra de grano fino con laminaciones carbonosas; en la parte media estratos gruesos y hacia el tope lutita carbonosa	13,2
Permo Carbonífero del Río Nevado (Capas superiores únicamente)			
		Arenisca negra, de grano fino, sucia; presenta intercalaciones de lutita negra. Hacia el tope la arenisca es más compacta	25,5
Arcillolita gris verdosa, negra y rojiza intercalada con arenisca gris de grano medio, cuarcítica. Forman estratos en los que predomina un color rojizo	20,0		
		Arenisca blanca de grano fino a medio, cuarcítica; hacia el techo un nivel de lutita negra con impregnaciones de azufre	10,6
		Arenisca blanca a gris clara de grano fino a medio, cuarcítica, levemente micácea y compacta, en bancos gruesos homogéneos. Hacia el tope se intercala lutita negra de 2 a 10 cm de espesor entre estratos de arenisca sucia	13,5
		Arenisca blanca de grano fino, cuarcítica; intercalada con lutita gris verdosa y negra carbonosa. Hacia el tope impregnaciones de azufre en la arenisca	11,0

El contenido arenoso parece incrementarse hacia la parte media y media baja de la formación. La parte superior (Formación Mercedes) que tradicionalmente es más arenosa, presenta aquí un predominio calcáreo. Una sección parcial, litológicamente similar a la anterior se observa en el Río Nevado. Allí se midieron los niveles superiores de la formación y por consiguiente sirve de complemento a la anterior sección.

Sección estratigráfica de las formaciones Tibú y Mercedes en la carretera Capitanejo - El Espino (Plancha 137, III-D, a-1, 2, 3), Municipio El Espino, Departamento de Boyacá (medida y descrita por A. Gómez y J. Reyes enero, 1973).

Arenisca blanca de grano fino a medio, levemente calcárea; se presenta en bancos gruesos, con intercalaciones de lutita especialmente en la parte media y con espesores hasta de 1,20m. Presenta mica y costras ferruginosas	25,0
Parcialmente cubierto. Arenisca de grano fino, micácea, en estratos de 2 a 15 cm separados por niveles de lutita	35,0
Intervalo cubierto (estratos blandos).	9,0
Lutita negra fisible; hacia la base presenta arenisca con nódulos ferruginosos hasta de 10 cm de diámetro. Se intercala caliza en estratos de 15 cm y con color de meteorización gris rojizo	10,5
Caliza, en bancos hasta de 3 m; intercalada con lutita negra y algunos estratos de arenisca ferruginosa, micácea, con nódulos de 15 a 20 cm de diámetro. La caliza tiene color de meteorización rojo	20,0
Arenisca, en bancos hasta de 60 cm; intercalada con lutita negra. Hacia el techo presenta dos bancos de caliza de 70 cm de espesor	6,5
Lutita negra, finamente laminada . .	10,4
Caliza arcillosa gris	2,7
Parcialmente cubierto (estratos blandos)	15,6
Lutita calcárea. Color de alteración rojo	2,0
Caliza gris dura, con venas de calcita. Hacia el techo se presenta margas con láminas de yeso	12,5
Intervalo cubierto	? ?
Espesor parcial medido de las formaciones Tibú y Mercedes	350,0

Esta zona cubierta llega hasta un contacto fallado, donde se limita la sucesión.

Como se ve en las secciones anteriores el nivel lutítico que separa las formaciones Tibú y Mercedes en el área tipo, no está bien marcado en la zona y hay variación en cuanto al contenido de arena. Por esta razón las mencionadas formaciones fueron cartografiadas como una sola unidad.

En la parte suroeste del cuadrángulo y al sur del Llano del Muerto, el Tibú y Mercedes está constituido por un miembro basal conglomerático con areniscas cuarzosas que alcanza hasta 50 m de espesor, y un miembro arcilloso, que alcanza hasta 100 m de espesor, con lutitas gris azulosas, calizas lumaquélicas, calizas arcillosas con abundantes equinodermos y ostras y algunas areniscas. El espesor del conjunto disminuye hacia el norte hasta desaparecer en Llano del Muerto, en donde se encuentra la suprayacente Formación Aguardiente, descansando sobre el ígneo. Si bien, el miembro basal parece corresponder a la Formación Rionegro, no fue cartografiada separadamente debido a su espesor. Esta secuencia cretácea basal parece ser parte de lo que Renzoni (1967) llamó Formación Tibasosa más hacia el sur, en el área de Sogamoso.

La edad de las formaciones Tibú y Mercedes ha sido considerada como Aptiano superior a Albiano inferior (NOTESTEIN, et al., 1944). En Venezuela, la Formación Apón ha sido datada como de Aptiano superior a Albiano medio (SUTTON, 1946) o Aptiano a Albiano inferior (TRUMPY y SALVADOR, 1964). En la parte SW del cuadrángulo la Formación Tibú y Mercedes alcanzaría a ser hasta haueriviana en edad, si corresponde a la misma secuencia llamada "Formación Tibasosa" de Renzoni, 1967. El límite superior con la suprayacente Formación Aguardiente es concordante y gradacional. El nivel superior que está constituido por arcillas arenosas, va siendo más arenoso y pasa transicionalmente a las areniscas del Aguardiente. El carácter discordante o concordante de su contacto con la infrayacente Formación Rionegro, no está bien definido (ver Forma-

ción Rionegro). Localmente descansa sobre rocas Permo Carboníferas.	Arenisca de grano medio, cuarcítica, ferruginosa y en parte arcillosa.	4,2
Las formaciones Tibú y Mercedes parecen ser el correspondiente litológico de las formaciones Rosablanca, Paja y Tablazo en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (WARD, et al., en imprenta).	Limolita gris clara, compacta, en partes arenosa	1,3
	Arenisca gris verdosa de grano medio, sucia	1,0
4.4.2.3. Formación Aguardiente. - El nombre de la formación viene del filo del Aguardiente en la parte norte del domo de Santiago, al sur de la Concesión Barco (NO-TESTEIN, et al., 1944). La unidad fue originalmente considerada como un miembro de la Formación Uribante, pero Sutton (1946) la elevó al rango de formación. En la sección tipo, la formación está constituida por areniscas grises, grano fino a grueso, glauconíticas, con intercalaciones de lutita negra, micácea, carbonosa. Localmente se encuentran calizas en la base. El espesor, en la Concesión Barco, varía de 150 a 300 m. En el área estudiada se obtuvo una sección en la desembocadura del Río Servitá en el Chicamocha (Pl. 2D), en donde su espesor alcanza unos 477 m. Se presenta a continuación una sección medida en los alrededores del Río Susa.	Arenisca gris de grano medio, cuarzosa con lechos conglomeráticos con fragmentos de cuarzo hasta de 3 cm en partes arcillosa	2,0
	Conglomerado cuarzoso, con fragmentos subredondeados hasta de 1 cm; hacia el techo disminuye el tamaño del grano hasta areniscas	2,2
	Arenisca gris de grano medio a fino, cuarzosa, ferruginosa	1,7
	Intervalo cubierto	3,0
	Arenisca gris amarillenta de grano fino a medio, cuarcítica ferruginosa	2,8
	Arenisca gris clara de grano medio, cuarzosa y ferruginosa; se hace conglomerática hacia la base	1,4
Sección estratigráfica parcial de la Formación Aguardiente. Medida en la Quebrada La Orejona (Plancha 152, I-D, c-4) Municipio de Onzaga, Departamento de Santander (medida y descrita por N. Téllez, septiembre, 1971).	Arenisca blanca a gris de grano medio, cuarzosa; hacia la parte media es arcillosa y hacia la base conglomerática	3,3
	Espesor (m)	
Formación Aguardiente:	Arenisca gris de grano medio, cuarzosa, compacta en partes arcillosa	2,6
La parte superior no se conoce.	?	
Arenisca gris a café de grano medio a fino, cuarzosa, ferruginosa con lechos conglomeráticos. En bancos compactos de 0,50 cm de espesor	Arenisca gris clara de grano fino a medio, cuarcítica; presenta bandas carbonosas y lentejones e inclusiones de arcillolita gris verdosa	2,9
	Arenisca gris clara de grano fino a medio, cuarcítica; contiene inclusiones arcillosas y zonas conglomeráticas	2,3
Arenisca gris de grano medio a fino, cuarzosa y ferruginosa; presenta algunos lentejones conglomeráticos con fragmentos de cuarzo hasta de 1 cm de diámetro	Arenisca gris clara de grano medio a grueso; contiene lechos conglomeráticos y zonas muy arcillosas	2,7
	1,8	

Arenisca conglomerática, cuarzosa y ferruginosa con gránulos de cuarzo de 3 cm de diámetro. Tiene un estrato de arcillolita arenosa de 20 cm en la parte media	6,7	Arenisca blanca de grano fino, cuarcítica, ferruginosa y micácea en estratos de 1 m	5,0
Parcialmente cubierto. Algunas areniscas conglomeráticas con guijarros hasta de 2 cm	16,0	Intervalo cubierto	2,5
Arenisca cuarcítica, limpia, ferruginosa con lechos conglomeráticos . .	1,5	Arenisca blanca de grano fino, cuarcítica, ferruginosa, forma un estrato muy homogéneo	4,0
Arenisca, con lechos conglomeráticos e intercalaciones de arcillolita carbonosa	1,5	Arenisca de grano fino, micáceo, tiene dos bancos de 20 cm hacia la base, después forma un estrato muy homogéneo	2,5
Arenisca de grano fino, cuarzosa con lechos conglomeráticos; hacia la base una arcillolita gris azulosa de 30 cm de espesor	1,5	Arenisca blanca de grano medio, cuarcítica, con bandas ferruginosas.	3,7
Arenisca blanca amarillenta de grano medio, cuarcítica y ferruginosa con lechos arcillosos y conglomeráticos	2,0	Arenisca conglomerática, micácea, con fragmentos de cuarzo hasta de 0,5 cm y fragmentos angulares de arcillolita gris	0,9
Arenisca gris parda, cuarcítica; en bancos delgados de 10 a 30 cm; arcillosa hacia el techo	2,0	Arenisca blanca de grano fino, cuarcítico y ferruginoso	4, 7
Arenisca blanca de grano fino a medio, cuarcítica, ferruginosa	2,0	Arenisca blanca de grano medio, cuarcítica y limpia	4,6
Arenisca conglomerática con guijarros esporádicos de cuarzo de 1 cm y lentejones de arcillolitas gris azulosa.	1,7	Arenisca café amarillenta, cuarcítica, limpia	5,0
Arenisca blanca de grano fino; en partes muy arcillosa	0,7	Arenisca blanca amarillenta de grano medio a grueso, ferruginosa . . .	3,6
Arenisca de grano fino, sucia, ferruginosa	1,1	Arenisca cuarcítica de grano fino a medio, sucia, con algo de materia carbonosa	3,0
Arenisca conglomerática blanca, cuarcítica, con guijarros de cuarzo hasta de 2 cm de diámetro	3,8	Arenisca blanca cuarcítica de grano fino	2,0
Arenisca parda de grano fino a medio, compacta	2,5	Arenisca blanca amarillenta de grano fino a medio, micácea y arcillosa.	2,5
Intervalo cubierto	6,0	Arenisca blanca amarillenta de grano fino a medio, cuarcítica	2,5
		Arenisca gris clara de grano fino a medio, algo micácea y ferruginosa. .	3,0
		Arenisca gris clara, cuarcítica, ferruginosa	5,0

Arenisca y conglomerado con intercalaciones de limolita roja 30,0

Espesor parcial medido de la Formación Aguardiente 175,7

Miembro Floresta Metamorfoseado:

Filitas de color café amarillento; sobre ellas descansa discordantemente la Formación Aguardiente ??

En Pamplona Ward, et. al. (en imprenta) indican un espesor de 440 m y en el área de San Andrés, Quebrada Lisgaura, Cuadrángulo H-13, J. Abozaglo y A. Otero midieron 388 m. Estos espesores, que aparecen más o menos constantes a lo largo del flanco este del Macizo de Santander contrastan naturalmente con el espesor de la localidad tipo 150-300 m. Por otra parte hay que hacer notar en toda el área entre Pamplona y Paz de Río, el Aguardiente no presenta ningún banco calcáreo como en la localidad tipo, y las areniscas son glauconíticas tan sólo en la parte basal.

La Formación Aguardiente tiene gran importancia en toda el área, no sólo por su prominencia sino porque ella constituye una unidad detrítica que diferencia notoriamente las secuencias del lado este de la Cordillera Oriental Colombiana de las secuencias más internas y el oeste de ella, en donde los miembros arenáceos de importancia no aparecen indicando claramente la procedencia de aportes del Cretáceo del lado oriental, es decir del Macizo Guayanés. Durante la realización del presente trabajo, efectuando transversas, en la parte este del área y hacia el sur hacia el área de Sogamoso, se pudo comprobar que la Formación Aguardiente enlaza con la Formación Une de la Cuenca de La Sabana de Bogotá, formando este paquete detrítico, el nivel más constante a través del flanco este de la Cordillera Oriental. Se considera sí, que en relación a su edad, es progresivamente más joven de sur a norte, idea expuesta respecto al Une por Renzoni, 1967, correspondiente al criterio de la evolución progresiva, también norte-sur de la transgresión cretácea sobre el área actual de la Cordillera Oriental.

El espesor del Aguardiente, es muy constante a lo largo del flanco este de la Cordillera Oriental; sin embargo, se han observado disminuciones de espesor hacia el oeste; así, en el sur de la franja Onzaga - La Rusia y en donde esta arenisca descansa sobre el Miembro Floresta Metamorfoseado su espesor es ya mínimo alcanzando sólo unos 50 m en la Quebrada Los Cedros (Plancha 152, III-B) y luego desaparece bajo depósitos cuaternarios. Sin embargo, hacia el norte este último sitio vuelve a adquirir importancia, tal como se ve en la sección obtenida en el Río Susa, y hacia el sur reaparece alcanzando unos 70 m dentro del área estudiada. Allí la formación está constituida por areniscas amarillentas, localmente arcillosas, con delgadas intercalaciones de lutitas gris oscuras que hacia el techo adquieren mayor importancia pasando transicionalmente a la Formación Capacho. La parte norte de este paquete arenoso descansa directamente sobre rocas ígneas y su espesor se ve reducido (50 m en Llano del Muerto) hasta desaparecer bajo depósitos cuaternarios, un kilómetro al sur del Caserío Susa.

Este hecho es de importancia pues esta área de reducción de espesor del Aguardiente y falta de sedimentación de las unidades inferiores, indica, o bien la existencia de una zona positiva durante el Cretáceo más inferior en el área del Macizo de Floresta (cuya parte más norte es precisamente la región a que se hace referencia), o la existencia de una zona que se eleva en el período pre-Aguardiente, la cual es erosionada y posteriormente transgredida por las areniscas del Aguardiente.

La Formación Aguardiente ha sido considerada Albiano superior y medio con base en fósiles, cerca de Gramalote (NOTESTEIN, et al., 1944, p. 1178) y al norte de Táchira (TRUMP y SALVADOR, 1964, p.5). Los contactos con las formaciones adyacentes se consideran concordantes y gradacionales. Localmente (área del Río Susa) descansa discordante sobre filitas del Miembro Floresta Metamorfoseado. La Formación Aguardiente se considera equivalente a la parte inferior del Simití, en el Valle Medio del Magdalena (WARD, et al., en imprenta) y a la

Formación Une del Oriente de la Sabana (BURGL, 1964 y JULIVERT, et al., 1968).

4.4.2.4. Formación Capacho.- El nombre Formación Capacho fue utilizado inicialmente por Sievers (1888), para designar afloramientos cerca al pueblo de Capacho Viejo (Independencia), Táchira, Venezuela. La Formación Capacho representa la secuencia comprendida entre la Formación La Luna al tope y la Formación Aguardiente en la base, de acuerdo a las redefiniciones dadas por Sutton (1946) y Rod and Maync (1954). Richards (1968), presenta una sección de referencia en Colombia, localizada a lo largo de la carretera Sardinata - Gramalote y paralela al Río Riecito; estos límites son los que se utilizan en el presente estudio.

En la secuencia del Cretáceo del Río Servitá (Pl. 2C) la Formación Capacho está constituida por una serie de lutitas negras con intercalaciones arenosas hacia la base y bancos de calizas fosilíferas de alguna importancia, con un espesor de 373 m. Dentro de los bancos basales y a unos 18 m de las primeras areniscas del Aguardiente, destaca la presencia de un banco arenoso calcáreo con abundantes conchas de *exogyra squamata* que fue objeto de estudio por parte de la geóloga D. Gutiérrez de Ingeominas. Hay que resaltar el hecho de que en varios sitios se encontraron rodados de calizas también con abundantes *exogyras*, lo cual indica que posiblemente no se trata de un sólo nivel sino de varios. F. Etayo (1964) pone en duda el valor de estos lamelibranquios como guías cronológicas.

Comparando los 600 m de la sección de referencia de Richards (1968) con la secuencia observada en el Río Servitá, se puede observar un aumento del contenido de niveles calcáreos hacia el sur. Es decir la Formación Capacho es más calcárea en el área de Sardinata y más arenosa en el área de García Rovira. Esta apreciación fue confirmada durante un recorrido a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Oriental.

Como una segunda característica de importancia de la sucesión del Capacho en

esta área, debe citarse un banco de areniscas blancas de unos 12 m que Sarmiento (1950), en una sucesión obtenida en el Río Nevado, denomina arenisca "alfa". Es posible que en la serie del Servitá estas areniscas correspondan a los bancos arenáceos que se observan hacia la base. Hacia el sur del Servitá y en toda el área del Cañón del Chicamocha se ha distinguido un banco arenáceo en la base del Capacho, el cual puede verse muy bien a lo largo (al oeste) de la carretera Soatá-Susacón y también sobre la carretera que une a Sativa Norte con la carretera Central del Norte (ramal que parte un poco al sur de Susacón). Parece ser que hacia el sur estas areniscas aumentan su espesor, alcanzando unos 30 a 35 m al norte de Sativa Norte.

Al sur del Municipio de Sativa Sur y por el camino que del área urbana conduce al Boquerón Portachuelo, cerca a la escuela de Bura, se encontró un nivel de unos 3 a 4 m de calizas grises y calizas arenáceas sueltas con una gran cantidad de fósiles, equinodermos y ostreas. El nivel resalta por la abundancia de fósiles y por la magnífica conservación de los equinodermos principalmente. Si bien estos fósiles no tienen un valor cronológico, si pueden servir como caracteres físicos de la roca.

A continuación se presenta una sección estratigráfica en el área del Río Nevado.

Sección estratigráfica de la Formación Capacho en la carretera (en construcción) Chiscas - La Bricha (Plancha 137, II-B) Municipio de Chiscas, Departamento de Boyacá (medida y descrita por A. Gómez y J. Reyes, enero 1973).

	Espesor (m)
Formación La Luna: (Capas inferiores solamente)	
Lutita negra con nódulos calcáreos de 60 cm de diámetro	7,0
Parcialmente cubierto. Lutitas con nódulos de 60 cm de diámetro . . .	10,0

Formación Capacho		Lutita negra con delgadas intercalaciones de arenisca gris verdosa de de grano fino, sucia	9,9
Caliza gris fosilífera con venillas de calcita	3,5		
Intervalo cubierto (estratos blandos)	20,0	Lutita negra intercalada con arenisca gris verdosa, sucia, en bancos macizos de 30 a 70 cm. Algunas areniscas presentan estratificación cruzada y venas de cuarzo	20,1
Lutita negra con intercalaciones de caliza gris que presentan estructuras "cone in cone"	15,0		
Parcialmente cubierto. Lutita negra y caliza	20,0	Arenisca sucia, levemente calcárea separada por un estrato de lutita negra de 3,5 m de espesor	11,6
Arenisca calcárea. Presenta venas de cuarzo	5,0	Arenisca levemente calcárea, con intercalaciones de lutita negra	8,4
Parcialmente cubierto. Hacia el techo se observan concreciones calcáreas hasta de 30 cm de diámetro	35,0	Parcialmente cubierto. Se observan algunos niveles de lutita negra interstratificada con arenisca de grano fino, moteada, en bancos de 20 a 30 cm de espesor.	<u>30,0</u>
Arenisca ferruginosa; hacia el techo se hace calcárea	6,0	Espesor total de la Fm. Capacho.	313,1
Parcialmente cubierto. Estratos blandos predominantes, resaltan niveles con caliza	40,0	Formación Aguardiente: (Capas superiores solamente)	
Caliza lumaquélica con ostreas hasta de 8 cm de diámetro	3,0	Arenisca blanca de grano medio a grueso, cuarcítica; hacia el tope presenta interestratificaciones de lutita negra de 2 a 10 cm de espesor	?
Parcialmente cubierto. Se observan algunas lutitas negras	16,0		
Arenisca de grano fino, ferruginosa.	3,0	Como característica final, cabe anotar la presencia dentro del Capacho, de varios niveles delgados (10-20 cm) de caliza fibrosa y de calizas con estructuras "cone in cone", estructuras éstas que en el área de García Rovira solamente se encontraron dentro de la Formación Capacho, lo cual no quiere decir que sean exclusivas de esta formación.	
Parcialmente cubierta (estratos blandos)	30,5		
Arenisca de grano fino con intercalaciones de lutita negra y pequeños bancos de caliza	16,6		
Caliza gris	0,7	La edad de la Formación Capacho es Cenomaniano-Turoniano (RICHARDS, 1968, p. 2333). La base y el techo del Capacho son conformables y generalmente bien definidos con la infrayacente Formación Aguardiente y la suprayacente Formación La Luna. La Formación Capacho es correlacionable con la parte superior de la Formación Simití en el Valle Medio del Magdalena y con la Formación Chipaque, de la Sabana de	
Lutita negra con intercalaciones de arenisca de grano fino, sucia	7,0		
Lutita negra separada por estratos de 5 a 15 cm de arenisca calcárea.	7,0		
Arenisca calcárea negra, separada por lutita en bancos de 5 a 10 cm.	4,8		

Bogotá. Esta correlación es estrictamente litológica ya que la Formación Capacho representa los sedimentos englobados entre la Formación Une y el Miembro Plaeners, de la Formación Guadalupe.

4.4.2.5. Formación La Luna.- El término "La Luna Limestone" fue introducido por Garner (1926) para designar una sucesión de lutita calcárea, negra, fosilífera, con concreciones de calizas negras. El nombre se deriva de la Quebrada La Luna, Sierra de Perijá, Estado de Zulia. Notestein et al (1944) introdujeron el término en Colombia y describen la Luna en la Concesión Barco como compuesta de caliza gris oscura con foraminíferos y lutita bituminosa calcárea con capas subordinadas y nódulos de chert negro. El espesor de La Luna en la sección tipo es de 300 m. Las calizas biostromales (color claro) contrastan con las oscuras pelágicas de La Luna y permiten una fácil distinción entre las 2 unidades (RICHARDS, 1968, p. 2331).

En la sección del Servitá (Pl. 2C) la Formación La Luna alcanza un espesor de 238 m. Está constituida por lutitas negras en la base, con intercalaciones calcáreas arenosas algunas capas delgadas, arenáceas, fosfáticas y niveles delgados de chert. Esta parte basal se caracteriza por presentar nódulos calcáreos de diámetros oscilando entre 0,5 y 2 m que al romperlos dan fuerte olor a petróleo y en ocasiones presentan en su núcleo amonitas. Sigue luego un grueso nivel en donde alternan los chert negros en capas de 10 a 50 cm con arcillas negras laminadas muy delgadas y bancos calcáreos de 0,2 a 1 m. Esporádicamente hay nódulos calcáreos y algunos bancos fosfáticos delgados.

La Luna presenta grandes variaciones en espesor. Desde 300 m en su sección tipo, adelgaza hacia el sur a 50 m en el área de Tibú, engrosando abruptamente hacia el oeste en el área de Sardinata en donde alcanza 250 m (RICHARDS, 1968, p. 2333). En Lourdes (Cuadrángulo G-13) se observa un espesor de 100 m y de 243 m en Pamplona. En el área estudiada se midieron 238 m (en Servitá), pero no se tiene ningún otro dato completo debido especialmente a la dificultad

de levantar secciones en zonas muy replegadas. Se midió un espesor parcial de 170 m en el Río Cifuentes, cerca a San Mateo. Ward et al (en imprenta) citan una comunicación personal de E.K. Maughan sobre probable período de erosión dentro de y al tope de la formación, lo que explicaría estos cambios en espesor.

Fósiles colectados en la localidad tipo de la Formación La Luna fueron identificados como pertenecientes al Turoniano y Coniaciano inferior. Richards (1968, p. 233) considera la formación como una unidad crono-estratigráfica representando el Coniaciano, dentro de la Concesión Barco, en el noreste colombiano.

La Formación La Luna se considera suprayaciendo concordantemente al Capacho. Su límite superior es considerado como de disconformidad (RICHARDS, 1968, p.2333). El nombre de Formación La Luna fue adaptado para una sucesión similar en la región del Valle Medio del Magdalena, por Morales et al (1958, p. 533), quien la subdivide en 3 miembros que de base a tope son: Salada, Pujama y Galembo.

4.4.2.6. Formaciones Colón y Mito Juan.

El nombre "Colón Shale" fue introducido a la literatura geológica por Liddle (1928), quien indica que el nombre deriva del anticlinal de Colón en el Estado de Táchira y del Distrito de Colón en el Estado de Zulia. Sutton (1946, p. 1651) le dio el nombre de formación. En el área de la Concesión Barco (Cuadrángulo F-13) la formación consiste en lutita gris a gris oscura, ligeramente calcárea, que presenta una cantidad moderada de foraminíferos y lentes delgadas de arcilla ferruginosa; su espesor es de uno 900 m (NOTESTEIN et al 1944, p. 1944). En la base de la formación se encuentra una zona arenosa glauconítica de poca potencia (2-5 m) con foraminíferos removidos, restos de peces y coprolitos (NOTESTEIN et al, 1944).

El nombre Mito Juan aparece utilizado por primera vez por Garner (1926). La formación toma el nombre de la Quebrada Mito Juan en el domo norte de Petrólea, Con-

cesión Barco, Cuadrángulo F-13, en donde consiste en lutitas gris verdosas con lutitas limosas a arenosas que aumentan el tamaño de grano a limolitas y areniscas de grano muy fino hacia el tope (NOTESTEIN et. al., 1944, p. 1184). En la parte superior de la formación se encuentran unas pocas y delgadas capas de caliza ferruginosa, glauconítica, arenosa y forsilífera. El espesor de la formación es de 106 a 208 m.

Sutton (1946, p. 1652) llama la atención sobre el hecho de que un cambio en espesor, de cualquiera el Colón y Mito Juan, es generalmente compensado por un cambio correspondiente y opuesto en la otra formación. Notestein et al (1944) observa que no es práctico en trabajos de campo, cartografiar separadamente las dos unidades y Richards (1968, p. 2334) aconseja agrupar bajo el nombre Formación Colón a las dos unidades y retener informalmente el término Mito Juan para aplicarlo a las facies arenosas de la parte superior, cuando están presentes.

El nombre Formación Catatumbo fue creado por Notestein et al (1944) para designar una sucesión que aflora en el área del Río Catatumbo en la parte norte de la Concesión Barco (Cuadrángulo F-13). Se toma como sección tipo la obtenida en el pozo Oro No. 3, del campo de Río de Oro. Esta formación consta principalmente de lutitas, localmente carbonáceas y con pequeños nódulos y lentejones de arcilla ferruginosa. El Catatumbo es cartografiable sólo localmente y se le considera un miembro de la Formación Mito Juan en el área occidental de Táchira (TRUMP y SALVADOR, 1964, p. 7).

En el presente trabajo se utiliza el nombre formaciones Colón y Mito Juan para designar la sucesión litológica correspondiente a las tres unidades anteriormente descritas (Colón, Mito Juan y Catatumbo), siguiendo la nomenclatura utilizada por Ward et. al. (en imprenta) en el área inmediatamente al norte.

En el área del Servitá se levantó una sección (Pl. 2B) del Colón, Mito Juan, que

queda enmarcada, entre la parte superior de la cuesta prominente que forma La Luna y la base de las areniscas y conglomerados de la Formación Barco (Terciario) que también destacan netamente en la topografía.

La sucesión en el Servitá tiene unos 700 m de espesor y en ella merecen destacarse varios niveles. Hacia la base y unos 13 m por encima de los últimos bancos de chert, aparece una serie de capas de areniscas glauconíticas de grano fino, oscuras, en espesores oscilantes entre 20 y 80 cm con finas intercalaciones de arcillas entre los bancos arenáceos. Esta sucesión tiene unos 11 m. Este banco pudiera coincidir con el banco arenáceo glauconítico descrito por Notestein et al (1944, p. 1183). Por encima de este banco arenáceo aparecen calizas con ostreas muy abundantes; bancos que han podido seguir bien en todo el área de García Rovira. Por encima de La Luna y aproximadamente a 200 m de su techo aparece en el Servitá un grueso paquete detrítico de areniscas, con intercalaciones de arcilla, que llega a alcanzar 120 m de espesor; sin embargo, este paquete no forma ningún resalto en el terreno y por consiguiente no fue cartografiado separadamente. Sobre este paquete según la secuencia del Río Servitá, no vuelven a aparecer calizas y dentro de la sucesión de arcillas que allí suprayacen las areniscas, con un espesor de 360 m aproximadamente, se encontraron bancos delgados de arenisca verdosa con oolitos ferruginosos y hacia la parte alta algunos mantos de carbón de poco espesor. En la carretera Capitanejo a San Miguel así como en la carretera Enciso a Carcasí, se observaron delgados lentes de carbón en la parte superior del Colón y Mito Juan.

En las diferentes sucesiones del Colón y Mito Juan dadas en trabajos anteriores, no se ha hecho referencia al nivel arenoso, como tampoco a la presencia de lechos carbonosos por encima de él. Sin embargo, dentro de la nomenclatura de la Concesión Barco figura por encima del Mito Juan, que se torna arenáceo hacia el techo, la Formación Catatumbo que se extiende hasta la base de la Formación Barco. Según Notestein (1944) el Catatumbo estaría constituido por "Shale,

a veces algo carbonáceo y con nódulos y lentejones de arcilla''. En consecuencia, en primera instancia se pudiera pensar que las arcillas presentes por encima del paquete arenáceo del Servitá, correspondieran a la Formación Catatumbo de la Concesión Barco.

En el área nororiental de la Concesión Barco, en Colombia, la Formación Colón fue considerada como Campaniano-Maestrichtiano, en edad, por Notestein et al (1944). La Formación Mito Juan en el área de Catatumbo es considerada Maestrichtiano y la Formación Catatumbo ha sido considerada Maestrichtiano y posiblemente más joven (parte baja del Paleoceno). La parte superior del Catatumbo tiene un origen de agua salobre a no marino. Richards (1968) considera el Catatumbo como Paleoceno (Terciario) y sitúa el límite Cretáceo-Terciario en la última ocurrencia de caliza glauconítica.

El Catatumbo es aparentemente conformable con la suprayacente Formación Barco (NOTESTEIN et al, 1944, p. 1189), pero Sutton (1946, p. 1656) lo pone en duda, debido al adelgazamiento en los sinclinales y engrosamiento en los anticlinales de las formaciones Catatumbo y Barco. El límite inferior de la Formación Colón sobre la Formación La Luna, es considerado como una disconformidad (RICHARDS, 1968, p.2333).

Una interrupción en la sedimentación durante parte o todo el Santoniano ocurre entre las formaciones La Luna y Colón (SUTTON, 1946), o un intervalo de erosión según Maughan et al (en WARD, et al., en imprenta). A su vez Richards (1968, p. 2335) considera una depositación muy lenta para el mismo período.

Las formaciones Colón y Mito Juan correlacionan tanto en edad como en litología con la Formación Umir del Valle Medio del Magdalena y la parte superior, probablemente es equivalente a la parte inferior de la Formación Lisama (WARD, et al., en imprenta). El área del Cuadrángulo I-13, la parte superior, localmente con carbones, correlaciona litológicamente con la Formación Guaduas. La parte media arenosa, que parece ser el

Mito Juan, correlaciona con el miembro arenisca tierna de la Formación Guadalupe y la parte basal arcillosa (Formación Colón) con el miembro de Los Pinos (ver Formación Guadalupe).

4.4.3. SECCIONES CON NOMENCLATURA DEL NORESTE DE LA SABANA DE BOGOTA

Se ha aplicado esta nomenclatura en el área más oriental del cuadrángulo y a partir del Municipio de San Mateo hacia el sur. En esta franja, se superpuso a la nomenclatura del Lago de Maracaibo, por encima de la Formación La Luna, la nomenclatura del Cretáceo superior de la zona noreste de la Sabana de Bogotá y Paz de Río. Este cambio en la nomenclatura se hace teniendo en cuenta los cambios de facies observados en la secuencia que suprayace la Formación La Luna. La aparición de un nivel arenoso definido (Arenisca Tierna) de más o menos 100 m de espesor y la abundancia de carbones en el nivel arcilloso superior (Guaduas).

Richards (1968, p. 2335), pone de presente, la presencia de un hiato en la sedimentación, al final de la depositación de la Formación la Luna y que por evidencias paleontológicas, corresponde al Santoniano. La misma interrupción había sido ya mencionada por Sutton, 1946, y Maughan et al (en WARD, et al, en imprenta) consideran que hubo un período de erosión. Precisamente por sobre este hiato se utiliza otra nomenclatura, correspondiendo al cambio de facies, que podría suceder debido a una diferenciación en la conformación de las Cuencas, posibilidad que no se puede confirmar ni descartar, con los estudios efectuados hasta el presente.

4.4.3.1. Formación Guadalupe.- Una discusión sobre la evolución, sentido, facies, etc., del Guadalupe se presenta claramente en Julivert, et. al. (1968, p.313-325).

En el presente trabajo el área de afloramiento de los sedimentos a los cuales se les ha aplicado el nombre de Guadalupe es reducida y no ha sido objeto de estudios es-

tratigráficos. Teniendo en cuenta la discusión ya mencionada de Julivert, se presenta una discusión informal de la formación en los siguientes renglones.

La formación tal como se ha observado en el área consta de dos miembros, uno inferior arcilloso para el cual Ulloa, C. (en imprenta) propone el nombre Los Pinos y uno superior arenoso denominado Arenisca Tierna.

Se dijo en la introducción de este capítulo, que la nomenclatura de la zona este de la Sabana se empezaba a aplicar a partir de la latitud del Municipio de San Mateo hacia el sur y en la parte más oriental del cuadrángulo. Además de las razones expuestas anteriormente, se tiene en cuenta la presencia, a partir de este punto y hacia el sur, de sedimentos continentales terciarios, que se superponen al Cretáceo y los cuales son tratados con la nomenclatura del área de Paz de Río - Socha.

La edad de la Formación Guadalupe se extiende desde la parte superior del Coniaciano o el Santoniano hasta la parte superior del Maestrichtiano (JULIVERT et al., 1968, p. 325).

— **Miembro Los Pinos:** Este término es propuesto por Ulloa C. (en imprenta) para designar una serie de arcillas con intercalaciones de calizas fosilíferas (ostreas) y algunas areniscas. En el área estudiada se observa muy bien al sur de Boavita debajo del cierre del Sinclinal del Tabor. Siguiendo hacia el sur no se han hecho mayores observaciones. En el área de Boavita las arcillas que se superponen a la Formación La Luna y que están por debajo de la Arenisca Tierna, sólo alcanzan unos 120 m que comparados con los 200 m (parte inferior del Colón y Mito Juan) en el Servitá, muestran claramente el fenómeno de disminución de espesor hacia el sur.

El Miembro Los Pinos reposa sobre La Luna y está superpuesto por el Miembro Arenisca Tierna, siendo ambos contactos concordantes. Sin embargo hay que tener en cuenta que este miembro arcilloso correlaciona litológica y estratigráficamente con la Formación Colón (parte inferior del Colón y Mito Juan) de la Cuenca de Maracaibo, en donde Ricards (1968) determina una discontinuidad en su contacto inferior con La Luna.

— **Miembro Arenisca Tierna:** Dentro de la definición de la Formación Guadalupe, la Arenisca Tierna ocupa el techo de esta formación y su límite con la Formación Guaduas, que se le superpone, está bien definido por Julivert et al. (1968, p. 322).

En el área sur de Boavita aflora un paquete de areniscas, de unos 100 m de espesor, que hacia el techo son algo calcáreos y presentan abundante glauconita. Este paquete se ha seguido muy bien enlazando perfectamente con el Miembro Arenisca Tierna de la cartografía del Cuadrángulo J-13, razón por la cual, a partir de San Mateo y hacia el sur recibirá esta misma denominación. Ya más al norte y noreste de Málaga (Cuadrángulo H-13) no se conoce la presencia de esta arenisca o por lo menos en el informe correspondiente a tal cuadrángulo no se hace mención de ella, sin que se pueda decir con certeza que no exista.

En la parte más oriental del cuadrángulo este paquete arenoso se observa claramente hasta el sur del Espino, en un área sinclinal amplia y se puede continuar hasta los límites del Cuadrángulo J-13. Llama la atención el hecho de que al norte de la población antes mencionada, este paquete arenoso no se pudo observar claramente y los niveles correspondientes, son más arcillosos. Esta desaparición de los paquetes arenosos, así como la observación de rocas pre-Cretáceas (Río Nevado) y desaparición del miembro arenoso del Floresta (Tibet) coinciden con una línea de dirección aproximada N60° E que podría indicar la presencia de un alto paleogeográfico.

En el área, la arenisca reposa concordantemente sobre las arcillas negras laminadas del miembro inferior. En la loma El Cabuyal (sur de Boavita) se encontró un banco calcáreo a 1 m de la base del grueso paquete de areniscas, tomándose dicho banco como el límite superior del Miembro Los Pinos. Sin embargo, la presencia de este banco calcáreo no se constató en otras localidades. Por encima de la Arenisca Tierna, aparece la Formación Guaduas. El límite es neto, si bien en la base del Guaduas y en la región al sur de Boavita se observaron areniscas de algún espesor. La desaparición de bancos calcáreos y la aparición de mantos de carbón (algunos explotables) por encima de la Arenisca Tierna es el carácter más sobresaliente.

El Miembro Arenisca Tierna (de este trabajo) parece que coincide estratigráfica y litológicamente con el Mito Juan (facies arenosa en la parte superior del Colón de RICHARDS, 1968, de la Cuenca Maracaibo).

4.4.3.2. Formación Guaduas.- El nombre fue creado por Hettner (1892). En el área de la Sabana de Bogotá está bien definida por Hubach (1945, 1957a). La Formación Guaduas en la Sabana de Bogotá consiste de lutitas gris, verdosas y en parte rojas violáceas con intercalaciones de areniscas de grano fino hasta grueso. Únicamente la parte alta es gredosa y de colores rojos abigarrados. En la parte media del Guaduas se encuentran mantos de carbón. El espesor total varía entre 700 y 1000 m.

En el área de Paz de Río (pocos kilómetros al sur del límite sur del Cuadrángulo I-13) Alvarado B. y Sarmiento, R. (1944) reconocieron la Formación Guaduas, delimitada en su base por la Formación Ermitaño (Arenisca Tierna) y al tope por la arenisca del Socha inferior. Son estos mismos niveles los que se han cartografiado como Formación Guaduas, en el presente trabajo.

En el área de Boavita la formación está constituida por una secuencia de lutitas gris oscuras, a veces laminadas, con intercalaciones arenáceas hacia la base principalmente y en donde destaca un banco de unos 10 a 15 m. Sobre el carretable Boavita - El Cabuyal, presenta además mantos de carbón cuyo espesor oscila entre 0,40 y 1,50 m algunos de los cuales se explotan. Allí en el Cabuyal el espesor debe ser del orden de los 250 m.

Al sur del Municipio de Socotá ya dentro del Cuadrángulo J-13, se obtuvo una sucesión esquemática en la carretera que de este municipio lleva a Socha. La sucesión de techo a base es como sigue:

Lutitas grises, a veces algo marrones, con alguna intercalación de areniscas delgadas que pueden llegar a 1 m (30 m).

Areniscas arcillosas amarillentas, lajosas, en bancos delgados de 10 a 20 cm (20 m).

Lutitas grises con una intercalación arenácea en la parte media, de unos 8 cm y con un manto de carbón por encima de ella (8 m).

Areniscas amarillentas en capas gruesas (20 m).

Lutitas gris oscuras con intercalaciones de arenisca hacia el techo. A unos 15 m del tope se observó un manto de carbón por encima de los niveles arenáceos y 3 mantos por debajo (50 m).

Areniscas amarillentas lajosas (15 m).

Lutitas grises 40 m.

No se observa aquí la base, pero no parece estar muy por debajo del último nivel, calculándose el espesor del Guaduas en unos 220 m aproximadamente.

Restrepo (1959) indica grandes variaciones en la potencia de esta formación en el área de Paz de Río-Boavita: 350 m, cerca a Boavita, 450 m en la cañada La Honda (Zo. Hondo) y 220 m en la Quebrada Las Leonas.

A continuación se presenta una sección estratigráfica obtenida al este de Socotá.

Sección estratigráfica parcial de la Formación Guaduas en el sinclinal "La Vieja" (Plancha 152, IV-C, j-8 y 9) Municipio de Socotá, Departamento de Boyacá (Medida y descrita por L. J. Mejía, julio 1970).

Espesor
(m)

Formación Areniscas de Socha:
(Capas inferiores solamente)

Arenisca gris cuarzosa de grano grueso, ferruginosa, intercalada con arenisca conglomerática, compacta, en bancos de 1 a 2 m 28,4

Formación Guaduas:

Lutita negra	7,8
Arenisca blanca cuarzosa, de grano medio, estratificación cruzada, en bancos de 0,5 a 1 m	11,3
Lutita negra con intercalaciones de arcillolita, con nódulos ferruginosos.	20,1
Arenisca blanca cuarzosa de grano fino, en capas menores de 10 cm. Hacia la base es micácea, arcillosa y presenta intercalaciones de lutita negra hasta de 20 cm	30,5
Lutita negra, carbonosa al tope, con intercalaciones de arcillolita gris con nódulos de 2 a 5 cm. Localmente capas de carbón menores de 20 cm.	21,2
Arenisca gris cuarzosa, de grano fino, ferruginosa, en capas de 20 cm.	1,7
Lutita gris a negra, con intercalaciones hasta de 5 cm de arcillolita gris, ferruginosa y lentejones de carbón hacia el techo	35,3
Arenisca gris cuarzosa, muy limpia, en capas de 20 a 50 cm con intercalaciones de 5 a 10 cm de lutita y limolita gris	7,5
Lutita gris con intercalaciones de 5 a 10 cm de arcillolita gris ferruginosa.	9,8
Arenisca blanca cuarzosa, de grano fino muy compacta, en bancos de 20 a 50 cm de intercalaciones hasta de 2 cm de lutita gris	27,7
Espesor parcial de la Fm. Guaduas.	<u>172,9</u> <u>====</u>

Formación Guadalupe:

(Capas superiores solamente)

Caliza arenosa gris clara, con glauconita y fragmentos de ostras	2,0
Arenisca blanca cuarzosa de grano grueso, con glauconita, en bancos de 2 m.	21,1

Un hecho al parecer importante es, que los carbones en el área estudiada parecen incrementarse en dirección sur. En el área del Servitá y por encima de la arenisca intermedia del Colón y Mito Juan, las arcillas equivalentes al Guaduas no presentan sino escasos mantos de carbón hacia el techo y de un espesor de 20 cm. En el cierre del Sinclinal El Tambor y sobre una cañada, Restrepo (1960, p. 150) indica la existencia de 4 vetas de carbón cuyo espesor varía entre 0,45 y 1,50 m. Hacia el sur parece que este incremento es más sobresaliente.

La edad de la Formación Guaduas fue establecida palinológicamente como Maestrichtiano-Paleoceno por Van Der Hammen (1957). El límite Cretáceo-Terciario frecuentemente coincide con el cambio de arcillas grises a arcillas predominantemente rojas violáceas (VAN DER HAMMEN, 1958, p. 88). En el área de Paz de Río la edad de la Formación Guaduas fue establecida como maestrichtiana por Van Der Hammen (1954, 1957).

Las arcillas del Guaduas reposan sobre la Arenisca Tierna. Este contacto en el área cartografiada parece normal, sin embargo parece que existen localidades en donde no es concordante (JULIVERT, et al, 1968, p. 318). La Formación Guaduas, es suprayacida concordantemente por los niveles detríticos de la Formación Areniscas de Socha que forman cuevas prominentes. El Guaduas es correlacionable con la parte alta de la Formación Umir del Valle Medio del Magdalena y con la Formación Catatumbo de la Cuenca de Maracaibo (VAN DER HAMMEN, 1958, p. 88).

4.5. SISTEMA TERCIARIO

El sistema Terciario está representado por rocas sedimentarias, en amplios sinclinales. Este parece ser un carácter general de todos los sedimentos terciarios depositados dentro de la Cordillera Oriental Colombiana, tal como lo hacía notar con anterioridad Julivert (1961). En efecto, es en las áreas

sinclinales en donde se encuentra completo o casi completo y con los mayores espesores. Por contraposición en las áreas anticlinales cuando existe, este es menos espeso o falta parcialmente. La evolución tectónica del Terciario esquematizada por Julivert (1961 a, 1963) tiene así una aplicación para todo el ámbito de la Cordillera Oriental puesta de manifiesto a medida que se adelantan los trabajos de cartografía.

Si bien, para la cartografía de las formaciones terciarias se utilizaron dos nomenclaturas, Cuenca de Maracaibo y NE de la Sabana de Bogotá, es necesario poner de presente la similitud litológica de las mismas: Barco, Los Cuervos, Mirador con Areniscas de Socha, Arcillas de Socha y Picacho. La litología presenta alguna variación en las unidades que se encuentran por encima de las formaciones mencionadas, pero no se hace mayor énfasis en ello, pues la unidad más alta dentro de la Cuenca de Maracaibo corresponde a la Formación Carbonera (suprayace al Mirador) que está parcialmente expuesta dentro de el cuadrángulo.

4.5.1. SECCIONES CON NOMENCLATURA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

Para la cartografía de las unidades terciarias en la parte norte, se utilizó la nomenclatura de la Cuenca de Maracaibo, como una continuación de los trabajos efectuados en el Cuadrángulo H-13.

4.5.1.1. Formación Barco.- La sección tipo para la Formación Barco está localizada en el filo Barco, flanco oriental del Anticlinal Petróleá de la Concesión Barco (NOTESTEIN et al., 1944). Allí la formación está constituida por 215 m de arenisca (mitad a dos tercios de la sección), lutita y arcillolita intercaladas. La arenisca, que alcanza hasta 20 m de espesor en algunas capas, es gris arcillosa, de grano muy fino a medio, bien calibrada, con estratificación cruzada, con abundantes bandas micáceas y carbonáceas. Debido al crecimiento secundario de cuarzo sobre los granos de arena, las areniscas del Barco son "chispeantes". Las lutitas y arcillolitas intercaladas son gris

a gris oscuras, parcialmente limosas y carbonáceas. Lentas delgadas y nódulos de arcilla ferruginosa son comunes y hacia la parte superior de la formación se encuentran generalmente mantos delgados de carbón.

En el área ocupada por el Cuadrángulo I-13, aflora la Formación Barco, en la parte NE, al sur del páramo del Almorzadero y en el Valle del Río Servitá. En este último sitio, aparece una buena sucesión sobre la carretera que de Málaga conduce a Capitaneja (Pl. 2A). La roca predominante en la formación son las areniscas, que en la parte inferior son limpias de color blanco y varían de grano medio a conglomerático con muy delgadas intercalaciones de lutita y arcillolita. Ya hacia la parte media y superior las areniscas son más sucias de color gris a amarillento, el carácter conglomerático es más esporádico y las arcillolitas y lutitas aumentan ligeramente en proporción hasta pasar transicionalmente a la Formación Los Cuervos en donde tienen carácter predominante.

Entre las características de las areniscas figura el ser "chispeantes", lo cual concuerda con este mismo carácter que presenta en la sucesión tipo. Sin embargo, este fenómeno se observó en areniscas de otras formaciones terciarias de la misma área, lo cual le quita valor a este hecho para reconocer el Barco. El espesor de la formación en el sitio donde se midió la sección estratigráfica de la Plancha 2, es de 305 m aproximadamente. No se descarta sí, la posibilidad que la formación sufra variaciones en su espesor aun a distancias próximas a esta localidad.

Por ser una sucesión detrítica y seguramente de tipo continental no se presentan fósiles que puedan servir para datarla. La presencia de polen en los pocos niveles arcillosos presentes no se descarta, pero en este trabajo no se intentó realizar un estudio de esta naturaleza. Thomas Van Der Hammen (1955) describe una asociación típica de polen de esta formación, que la sitúa dentro del Paleoceno inferior.

La Formación Barco se superpone en esta área a las formaciones Colón y Mito

Juan, su contacto parece normal, pero hacia el sur del Servitá ocurren variaciones notables en el espesor del Colón y Mito Juan en su parte superior, o en el Guaduas si se hace referencia a la zona al sur de Boavita, que podrían indicar la existencia de discordancia entre el Barco y la formación infrayacente. Suprayaciendo al Barco se presenta la Formación Los Cuervos en contacto normal y como se dijo anteriormente con un paso transicional entre las dos.

La Formación Barco, se correlaciona en esta área con la Formación Areniscas de Socha, y con la parte inferior de la Formación Lisama en el Valle Medio del Magdalena (VAN DER HAMMEN, 1958, p. 94).

4.5.1.2. Formación Los Cuervos.- El nombre de la formación se deriva de la Quebrada Los Cuervos, afluente del Río Caturumbo, en donde está localizada la sección tipo (NOTESTEIN et al, 1944). Allí la formación consta de arcillolitas y lutitas con escasas capas de arenisca; la parte inferior (75 m), es caracterizada por la presencia de 8 a 10 mantos de carbón en una secuencia de lutita gris oscura carbonácea, arcillolita intercalada con limolita micácea y arenisca de grano fino. Encima de la sección carbonífera se encuentran arcillolitas usualmente sideríticas de color gris a gris verdoso y parcialmente limosas con escasas capas de arenisca arcillosa. Es notorio el "moteo" de las arcillolitas, siendo más pronunciado hacia la parte superior con colores, rojos, amarillo y púrpura.

En el área, la Formación Los Cuervos aparece en la parte noreste del cuadrángulo y en el Río Servitá, en donde se obtuvo una sección estratigráfica parcial (Pl. 2A). La formación, en general, consta de arcillolitas grises, gris verdosa y verde amarillentas alternando con limolitas de la misma coloración y escasos bancos delgados de arenisca gris a gris verdosa de grano fino.

En la sucesión del Río Servitá no se observan mantos de carbón, característicos en la misma formación en la Cuenca de Maracaibo. Sin embargo, esta ausencia de mantos carbonosos parece ser local por cuanto

en los afloramientos de esta formación sobre la carretera en construcción que conduce hacia los Llanos Orientales (Cuadrángulo H-13), en el sur del Páramo del Almorzadero, se encontraron varios mantos y como ya se dijo, este Terciario se prolonga hacia el sur y penetra dentro del Cuadrángulo I-13, formando la franja a la cual se viene haciendo referencia. Es lógico suponer entonces que muy posiblemente en los afloramientos de Los Cuervos de la franja noreste existan mantos de carbón de interés económico.

De la misma manera que el resto de las unidades descritas en este trabajo no se colectaron muestras para buscar edades. El polen podría servir muy bien para ésta datación y su correlación con Los Cuervos del Lago de Maracaibo. Para esta última área se le ha asignado una edad Paleoceno medio y superior y Eoceno inferior, en base a la asociación palinológica (VAN DER HAMMEN, 1958).

La Formación Los Cuervos es aparentemente concordante en su base con el Barco y el contacto parece más bien transicional, al menos en lo que respecta al área del Servitá. El contacto superior con el Mirador, parece asimismo conformable, si bien localmente pudieran existir inconformidades, ajustándose así al carácter general del Terciario.

La Formación Los Cuervos se correlaciona con las partes superiores de la Formación Lisama en el Valle Medio del Magdalena (WARD et al, 1969) y por posición estratigráfica y litológica con la Formación Arcillas de Socha en el sur de este cuadrángulo.

4.5.1.3. Formación Mirador.- El nombre de Formación Mirador se deriva de el Cerro Mirador en el Anticlinal Tarra del Distrito Colón, Zulia, Venezuela (SUTTON, 1946). La formación está constituida por areniscas con capas conglomeráticas y escasas y delgadas intercalaciones de lutita gris púrpura y limolita. Las areniscas son de grano fino a grueso, color claro, limpias, masivas y los guijos de los conglomerados son de cuarzo. Una intercalación de la lutita con algo de

carbón ocurre hacia la parte media. En la parte inferior las areniscas son menos limpias y de estratificación más delgada. La estratificación cruzada y las marcas de oleaje son comunes dentro de la formación.

En el área, la formación consta de areniscas blancas cuarzosas, de grano medio a grueso generalmente, presentando en su mayoría como característica el ser "chispeantes", carácter que también se describió en las areniscas del Barco. Intercalados dentro de las areniscas existen potentes bancos de conglomerado con guijos de cuarzo lechoso redondeado, variando entre 1 y 4 cm de diámetro. Estos conglomerados son abundantes y diferencian notoriamente la Formación Mirador, de la Formación Barco en donde los conglomerados son muy secundarios. Las arcillas presentes se reducen a esporádicas intercalaciones, separando los bancos arenosos y son de poco espesor. Sin embargo, hay necesidad de aclarar que de esta formación no se obtuvo en ningún sitio una sucesión aun ni pobremente detallada. En el Cerro de Peñarrica, en donde se observó un nivel arcilloso de importancia, el espesor de la formación es de 200 m aproximadamente. Se considera que en general el espesor de la formación puede oscilar entre 150 y 200 m.

El Mirador está expuesto en el Cerro de Peñarrica y sobre las márgenes del Río Servitá. En la zona terciaria del noreste del cuadrángulo aparecen también amplios afloramientos que se marcan muy nítidamente en la topografía y que junto con el Barco delimita claramente la formación intermedia entre los dos (Los Cuervos) que en general forma valles suaves.

No se conocen datos palinológicos para su edad. En el área de Barco, Van Der Hammen (1958, p. 94), le asigna edad Eoceno inferior y medio en base al diagrama polínico.

La base de la formación se ha trazado fotogeológicamente en donde las arcillas de los Cuervos ceden paso al potente escarpe arenáceo que siempre forma el Mirador. Su techo ha sido trazado de la misma forma, en relación a la Formación Carbonera. No se

descarta la posibilidad de la existencia de discordancias en estos contactos, pero éstas deben ser como la gran mayoría de las discordancias terciarias de carácter local.

La correlación del Mirador aquí descrito con el de la Cuenca de Maracaibo es más o menos seguro por posición estratigráfica y litológica. La Formación Mirador se correlaciona con la Formación La Paz del Valle Medio del Magdalena y con la Formación Picacho del área de Paz de Río.

4.5.1.4. Formación Carbonera.- Esta formación deriva su nombre de la Quebrada La Carbonera, en el Flanco Oriental del Anticlinal Petrólea de la Concesión Barco (NOTESTEIN et al, 1944). Allí la formación consiste en arcillolita gris a gris verdosa y marrón y arenisca generalmente arcillosa, asociada con carbones en la parte inferior y superior.

Dentro del Cuadrángulo I-13 se ha constatado la presencia de una serie de arcillas abigarradas con esporádicos bancos de arenisca de grano fino, algo sucias, presentando en ocasiones estratificación cruzada. Existen pequeñas manifestaciones de carbón, observadas dentro del Sinclinal del Servitá, en las cercanías de la Hacienda Naranjal, en el plan de Los Reyes y cerca al sitio de Colorados en la parte noreste. El espesor de la formación fue imposible de obtener por cuanto ella constituye la parte más superior del Terciario que aflora en el Servitá y en la franja NE del cuadrángulo, sin que se presente el contacto superior de ella con la formación suprayacente. Sobre la carretera central del norte y arriba del puente sobre el Servitá en dirección hacia el Municipio de Miranda pueden verse las arcillas abigarradas y dos o tres mantos delgados de carbón, estando allí la formación muy verticalizada por efectos de la Falla del Servitá.

Tampoco se conocen datos palinológicos de esta formación a pesar de la presencia de carbones que facilitan su obtención. Para el área de Barco, Van Der Hammen indica una edad Eoceno superior y Oligoceno inferior. Descripciones de fósiles y areniscas

glaucóníticas aparecen en algunos trabajos (NOTESTEIN et al, 1944, TRUMP y SALVADOR, 1964) indicando la presencia de niveles marinos dentro de la formación.

El contacto de la Formación Carbonera con la subyacente Mirador es considerado conformable y gradacional (WARD et al, en imprenta). El contacto con formaciones superiores, no se observa, ya que es la formación más joven del Terciario que aflora en el área de estudio.

La denominación como Formación Carbonera, es al parecer correcta, si bien el desarrollo de esta formación dentro del Cuadrángulo I-13, por ser muy limitada, no se presta a mayores comparaciones. La correlación con la Formación Concentración del sur del cuadrángulo es correcta por posición y litología, así como la correlación con la Formación Esmeraldas y la parte inferior de la Formación Mugrosa, en el Valle Medio del Magdalena.

4.5.2. SECCIONES CON NOMENCLATURA DEL NORESTE DE LA SABANA DE BOGOTA

La nomenclatura del área de Paz de Río (zona NE de la Sabana de Bogotá), fue utilizada para la parte sur, ya que todas las formaciones de tal nomenclatura tienen su sección tipo sólo a unos pocos kilómetros al sur del cuadrángulo.

4.5.2.1. Formación Areniscas de Socha.-

Ulloa et al, 1975, utilizan el nombre Areniscas de Socha, y en este informe se continúa su uso, para la Formación Socha inferior creada por Alvarado y Sarmiento S. R. (1944) con la cual describen el conjunto grueso de areniscas que reposa sobre los estratos del Guaduas; consideraron como localidad tipo la sección presente en el Municipio de Socha Viejo. Allí la formación consta: en su parte superior, de areniscas de grano medio y consistencia media; la parte inferior del conjunto es de grano grueso a guijoso. El conjunto de areniscas es de color blanco (localmente verdoso), compactas y presentan estratificación cruzada. El tamaño medio de los

guijos es de 0,5 cm con variaciones hasta 2 cm. El espesor oscila entre 100 y 150 m. La localidad de Socha Viejo se encuentra a escasos 3 ó 4 km al sur del cuadrángulo aquí trabajado y en consecuencia la sección es la misma.

Una sección estratigráfica de la formación fue medida al este del Municipio de Socotá y se presenta a continuación.

Sección estratigráfica de la Formación Areniscas de Socha en el Sinclinal "La Vieja" (Plancha 152, IV-C, j-8 y 9). Municipio de Socotá, Departamento de Boyacá. (Medida y descrita por L. J. Mejía, julio, 1970).

	Espesor (m)
Formación Arcillas de Socha: (Capas inferiores solamente)	
Arenisca gris arcillosa, ferruginosa, intercalada con limolita gris ferruginosa, en capas de 10 a 20 cm	47,7
Formación Areniscas de Socha:	
Arenisca gris cuarzosa, compacta, ferruginosa, en bancos de 1 a 2 m . . .	10,7
Arcillolita gris clara ferruginosa . . .	8,0
Arenisca cuarzosa, de grano medio, mal calibrada, ferruginosa, compacta, con estratificación cruzada, localmente guijosa, en bancos de 1 a 2 m.	43,0
Arenisca gris oscura cuarzosa, muy compacta en bancos de 30 a 50 cm con intercalaciones de limolitas grises micáceas en bancos de menos de 50 cm	21,0
Arenisca gris cuarzosa, de grano grueso, ferruginosa, intercalada con arenisca conglomerática compacta, en bancos de 1 a 2 m	<u>28,4</u>
Espesor total de la Formación Areniscas de Socha	<u>111,1</u>
Formación Guaduas: (Capas superiores solamente)	
Lutita negra	7,8

Arenisca blanca cuarzosa, de grano medio, estratificación cruzada, en bancos de 0,5 a 1 m 11,3

A grandes rasgos, en el área estudiada la formación consta de: areniscas blancas, grises y algunas de tonos rojizos, generalmente de grano medio pero con variaciones que las llevan hasta el grano muy grueso, presentan en su mayoría estratificación cruzada y algunas de ellas cemento ferruginoso; conglomerados muy esporádicos que se presentan como franjas dentro de las areniscas y arcillas, y limos grises micáceos como intercalaciones menores dentro de los gruesos paquetes detríticos. La formación destaca en la morfología, formando riscos y escarpes. Su espesor en Socotá alcanza 111 m aproximadamente, lo cual indica que conserva bien el espesor asignado por Sarmiento R. y Alvarado (1944) para quienes varía entre 100 y 150 m. Sin embargo Restrepo (1960, p. 151) cita 400 m debajo del Cerro "El Escobal" (El Novillero) en el área de Boavita. En el área de Sativa y Socotá no se encontraron manifestaciones de hierro oolítico dentro de esta formación; sin embargo hacia el norte de la franja terciaria y un poco al oeste de la carretera San Mateo-Guacamayas se encontró un manto de hierro oolítico hacia el techo de la formación. Las características de este manto se citan en el capítulo correspondiente a la geología económica.

La formación no presenta fósiles. Van Der Hammen (1957) con base en la asociación de *Monocolpites operculatus*, que presenta la sucesión en algún nivel arcilloso carbonoso, le asigna edad Paleoceno.

El contacto inferior con la Formación Guaduas parece discordante. Se han observado fuertes variaciones en el espesor del Guaduas a través de la franja aquí descrita, lo cual pudiera ser un criterio para afirmar tal discordancia. Sin embargo, en los sitios en donde se vio este contacto parece normal e inclusive transicional, por la presencia de bancos arenáceos en el techo del Guaduas. El contacto superior con las Arcillas de Socha es también aparentemente normal en el área.

La Formación Areniscas de Socha se correlaciona con la Formación Barco de la Cuenca de Maracaibo y con la parte inferior de la Formación Lisama en el Valle Medio del Magdalena.

4.5.2.2. Formación Arcillas de Socha.- El nombre Formación Socha superior fue creado por Alvarado y Sarmiento R. (1944) para designar una sucesión de estratos de arcillas de colores gris, amarillo y verdoso, con bancos gruesos de arenisca y localmente con mantos de lignito y carbón en su parte media a inferior. El espesor de la formación varía entre 180 y 400 m. Socha Viejo es considerada como localidad tipo, si bien los mencionados autores dan descripciones de cinco sitios diferentes: Socha Viejo, El Cucho, El Quemado, Sibaría y El Fraile. Se utiliza el nombre Arcillas de Socha, siguiendo el nombre introducido por Ulloa et al, 1975.

Una sección stratigráfica al este de Socotá, se presenta a continuación.

Sección stratigráfica de la Formación Arcillas de Socha en el Sinclinal "La Vieja" (Plancha 152, IV-C, j-8 y 9). Municipio de Socotá, Departamento de Boyacá (Medida y descrita por L. J. Mejía, 1970).

	Espesor (m)
Formación Picacho:	
(Capas inferiores solamente)	
Conglomerado cuarzoso con guijos hasta de 3 cm en una matriz arenácea de grano medio	11,7
Formación Arcillas de Socha:	
Limolita gris amarillenta, micácea . .	31,0
Arenisca gris cuarzosa, de grano grueso, friable, ferruginosa, arcillosa. Hacia el tope de grano fino en bancos de 2 a 3 cm	53,5
Arcillolita gris con abundantes manchas rojizas ferruginosas	21,0

Arenisca amarillenta cuarzosa, ferruginosa	8,6
Arcillolita gris verdosa con intercalaciones de arenisca cuarzosa, en bancos de 0,8 m	5,0
Arenisca gris cuarzosa, de grano medio, ferruginosa	2,7
Arcillolita gris con manchas rojizas ferruginosas e intercalaciones de limolitas abigarradas	12,1
Arenisca gris cuarzosa, micácea, en bancos hasta de 1 m arcillosa hacia el tope.	28,0
Arcillolita gris azulosa a colores abigarrados localmente, micácea.	49,9
Arenisca gris, de grano fino, arcillosa, en bancos de 0,1 a 1 m.	5,0
Arcillolita gris. Hacia el techo presenta intercalaciones de limolita gris hasta de 0,25 m.	24,2
Limolita gris con manchas rojizas ferruginosas. Se presenta en capas de 0,05 a 0,10 m con intercalaciones hasta de 0,05 m de arcillolita gris . .	20,1
Arenisca gris, arcillosa, ferruginosa, intercalada con limolita gris, ferruginosa, en capas de 0,1 a 0,2 m. . . .	47,7
Espeor total de la Formación Arcillas de Socha	308,8

Formación Areniscas de Socha:
(Capas superiores solamente)

Arenisca gris cuarzosa, compacta, ferruginosa, en bancos de 1 a 2 m. . .	10,7
--	------

En esta sección el espesor de la formación es de 309 m y en ella no se observaron carbones; sin embargo, hacia el norte y en los flancos orientales de los sinclinales del Tabor y Escobal, Hernán Restrepo (1960) describe dos mantos de carbón de importan-

cia; en la Plancha 153, I-B, se encuentran manifestaciones en el Alto de La Conquista. En la margen norte del Río Chicano, que corre con dirección este-oeste y que es tributario de la margen derecha del Chicamocha, se constató la presencia de un manto de hierro oolítico dentro de esta formación. Datos sobre este manto se darán en la parte económica.

Las variaciones de espesores de la formación en el área se pueden ver claramente: de las secciones obtenidas por Restrepo (1960, p. 152), en la Quebrada El Cabuyal (130 m) y en la Vereda de Ochacá (80 m); la dada por Alvarado y Sarmiento R. (1944, p. 3) en la Quebrada Las Leonas (380 m); y la medida durante el presente trabajo al este de Socotá (309 m).

Las Arcillas de Socha quedan bien enmarcadas entre las dos cuevas prominentes formadas por las Areniscas de Socha en la base y el Picacho en el techo. El contacto inferior es normal, mientras que el superior con la Formación Picacho, con base en las fuertes variaciones presentadas por la formación puede considerarse discordante.

La edad de la formación es Paleoceno (VAN DER HAMMEN, 1957), y se correlaciona con la Formación Los Cuervos en la Cuenca de Maracaibo, y con las partes superiores de la Formación Lisama en el Valle Medio del Magdalena.

4.5.2.3. Formación Picacho.- El nombre Formación Picacho fue creado por Alvarado y Sarmiento R. (1944) para designar un potente conjunto de areniscas que yacen sobre la Formación Arcillas de Socha. La localidad tipo es el Cerro del Picacho, en las cercanías del Municipio de Beteitiva, Departamento de Boyacá. La formación está constituida por arenisca de color blanco, grano medio a grueso, en general friable que presenta zona guijosas a través de toda la formación. Los guijos son de cuarzo blanco, redondeados, y de forma más o menos alargada. En la base de la formación se encuentra una arenisca conglomerática de un metro de espesor con guijos hasta de 3 cm. El espesor de esta secuencia es de 90 a 115 m.

En el área de estudio una sección estratigráfica fue medida al este de Socotá y se presenta a continuación.

Sección estratigráfica de la Formación Picacho en el Sinclinal "La Vieja" (Plancha 152, IV-C, j-8 y 9). Municipio de Socotá, Departamento de Boyacá (Medida y descrita por L.J. Mejía, julio, 1970).

	Espesor (m)
Formación Picacho:	
Arenisca blanca cuarzosa, ferruginosa, localmente guijosa, en bancos de 2 m.	87,2
Arenisca blanca cuarzosa, de grano grueso, ferruginosa, presenta lentejones conglomeráticos con guijos de cuarzo lechoso bien redondeados . .	11,0
Arenisca blanca cuarzosa, de grano medio, ferruginosa.	15,5
Conglomerado cuarzoso con guijos hasta de 3 cm en una matriz arenácea de grano medio	11,7

Espesor total de la Fm. Picacho . . .	125,4
Formación Arcillas de Socha: (Capas superiores solamente)	
Limolita gris amarillenta, micácea. .	31,0

El espesor obtenido en la sección anteriormente descrita (124 m) concuerda con el dado por los autores del nombre. La formación presenta fuertes variaciones de espesor. En el Cerro de El Tabor se constató el espesor de 200 m dado por Restrepo (1960, p. 153) y el mismo autor cita un espesor de 250 a 300 m en el Cerro El Escobal (El Novillero).

La Formación Picacho forma crestas muy marcadas que, en el área determinan con nitidez las estructuras sinclinales. El carácter guijoso de la formación permite dife-

renciarla de la Formación Areniscas de Socha en la cual los guijos son escasos.

La Formación Picacho fue considerada como Eoceno inferior por Van Der Hammen (1958, p. 92), quien anota que aunque no hay datos palinológicos, la determinación es indirecta por el método de reducción de escala a base de puntos fijos en las formaciones Guaduas y Socha.

El contacto superior con la Formación Concentración es aparentemente concordante. Se correlaciona el Picacho con la Formación Mirador de la Concesión Barco y con la Formación La Paz del Valle Medio del Magdalena.

4.5.2.4. Formación Concentración.- El nombre fue creado por Alvarado y Sarmiento R. (1944) y se considera como localidad tipo la observada a lo largo del Río Soapaga, entre el Caserío de Concentración y el Puente de Uvo.

En su descripción original la formación fue dividida en tres partes. Un conjunto inferior de unos 300 m de espesor, compuesto de arcillas amarillas, grises y gris verdosas con areniscas de grano medio y un banco grueso de arenisca guijosa hacia la base. Dentro de este conjunto se encuentra el hierro oolítico explotado en Paz de Río. Un conjunto medio de unos 400 m de arcillas grises y gris verdosas con lentes delgadas de areniscas arcillosas de grano fino y algunos pocos bancos de arenisca de grano medio. Un conjunto superior de unos 650 m de arcillas amarillas y grises con varios bancos de areniscas de grano medio a grueso con zonas guijosas paralelas a la estratificación.

En la zona en la cual aflora el Concentración dentro del Cuadrángulo I-13, el espesor es más o menos reducido y limitado quizá a su parte más basal. En efecto el Concentración aparece siempre formando los núcleos de varios sinclinales y limitado a un espesor máximo de 150 m. Consta en general de arcillas de tintes amarillentos y azulosos con intercalaciones delgadas de arenisca de color amarillento, grano fino, arcillosas y

micáceas, en bancos delgados. Como característica muy marcada se puede hablar de la presencia de mantos de hierro oolítico, presentes en muchos afloramientos aquí cartografiados, en el área de Socotá y al sur y al este de los municipios de Sativa Norte y Sativa Sur. Estos mantos constituyen la prolongación norte de los mantos explotados en Paz de Río.

Al SW del Cocuy, en las planchas 153, I-B y D, la Formación Concentración presenta un mayor espesor y es predominantemente arcillosa. Aunque no se pudo levantar ninguna columna de la secuencia, se observó que la sucesión consta casi exclusivamente de arcillolitas abigarradas con delgadas intercalaciones de areniscas sucias, no mayores de 2 m en espesor y no se encontró ningún manto de hierro oolítico. Esta secuencia parece a primera vista, ser un poco diferente a la observada en el área de Paz de Río, pues aparentemente contiene menor cantidad de sedimentos arenosos; sin embargo, por su posición estratigráfica se cartografió como correspondiente a la Formación Concentración.

Según Thomas Van Der Hammen (1958, p. 93), la edad de la formación es Eoceno medio en su parte inferior, Eoceno superior a Oligoceno inferior en la parte media y Oligoceno medio en su parte superior.

El límite inferior de la formación con el Picacho parece ser normal y se correlaciona con las formaciones Carbonera y León de la Cuenca de Maracaibo y con las formaciones Esmeralda y Mugrosa del Valle Medio del Magdalena.

4.6. SISTEMA CUATERNARIO

4.6.1. DEPOSITOS GLACIARES

Este tipo de depósito está restringido a la zona de páramos y corresponden en general a morrenas laterales, Qm, que en parte se encuentran desmanteladas por erosión y fueron cartografiadas como depósitos glaciares indeterminados, Qg. En el área se presentan en la parte noreste, al sur del

Páramo del Almorzadero; en la parte sureste en un páramo sin denominación geográfica, cercanías de la Laguna Batanera y en la parte suroeste en el Páramo de Canutos.

Toda la morfología es típicamente glacial con valles muy amplios en U, valles laterales colgados, amplios circos ocupados actualmente por lagunas, picos piramidales y una serie de pequeñas lagunas a lo largo de los valles principales, siempre cerrados por depósitos morrénicos que representan seguramente las diferentes etapas de retroceso de las lenguas glaciares.

En la parte este del Páramo de Canutos, se cartografiaron una serie de morrenas que forman una franja continua y que terminan hacia abajo en depósitos de tipo lagunar. La relación entre las morrenas y los depósitos lagunares no pudo establecerse.

No se intentó precisar la existencia de varios sistemas de morrenas. Las observaciones fueron muy rápidas y en su mayoría fotogeológicas.

4.6.2. DEPOSITOS FLUVIO GLACIARES

En el área se cartografiaron depósitos cuaternarios, como de tipo fluvio glacial. En realidad se trata de grandes conos que naturalmente constituyen las partes bajas de los valles ocupados durante el cuaternario por lenguas glaciares. Su constitución, está representada por bloques de tamaño variado envueltos en una matriz arcillosa y arenácea. Sin embargo, no se realizó ninguna observación de detalle sobre sus constituyentes, advirtiendo nuevamente que se cartografiaron como fluvio glaciares por su posición en las partes bajas de valles típicos glaciares.

4.6.3. TERRAZAS

En el área estudiada pueden distinguirse a grandes rasgos tres tipos principales de terrazas: Terrazas pequeñas modernas en los valles actuales de los ríos principales; restos pequeños de terrazas que se presentan a diferentes alturas con relación al valle actual de los ríos antes mencionados, alcanzando

algunos de ellos a situarse a 800 m por encima del nivel actual del río, y que representan los sucesivos de nivel de base de los ríos y son los testigos de los sucesivos movimientos de elevación de la cordillera durante el período cuaternario; el tercer tipo de terraza aquí cartografiado, lo constituyen depósitos, muy posiblemente de origen lagunar más o menos amplios, que se encuentran en el área de Llano Grande (Plancha 152, III-C), escavados por los ríos actuales y con elevaciones hasta de 10 m por encima de su nivel actual. Una sección de estos depósitos obtenida por C. Ropaín muestra niveles de caolín, arenas, conglomerados y capas carbonosas con restos de plantas. La edad de este depósito y su relación con las morrenas de la parte este del Páramo de Canutos inicialmente mencionada, no fue objeto de estudio. Finalmente en el área de Mogotes, aparece cartografiado un depósito aluvial más o menos extenso que forma terrazas bajas. Sobre el no se hicieron observaciones de ninguna clase.

4.6.4. DEPOSITOS COLUVIALES

Como su nombre lo indica consiste en depósitos aluviales conteniendo fragmentos angulares de roca e incluyen depósitos de talud, derrubios y material de avalancha; se utilizó esta denominación, en parte, por la dificultad para cartografiar separadamente los diferentes tipos de depósitos y en parte por la falta de estudios más o menos detallados de los mismos. En el área de Socotá y Jericó se incluyen depósitos de bloques y barro que posiblemente son de origen fluvio glaciar.

4.6.5. DEPOSITOS ALUVIALES

Se incluyen bajo la denominación de depósitos aluviales a los materiales depositados en los valles actuales de los ríos y quebradas mayores. Algunos de ellos son amplios y constituyen la llanura aluvial del río. Localmente (Río Chicamocha, en los alrededores de Capitanejo), conos de deyección disectados por el drenaje actual fueron incluidos para su cartografía, dentro de los depósitos aluviales.

5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Para hacer una descripción de las estructuras presentes, el Cuadrángulo I-13 se dividirá en dos grandes zonas: La zona ocupada por rocas del Macizo de Santander que comprende las rocas ígneas del Batolito de Mogotes, los plutones de Santa Bárbara y Santa Rosita y las riolitas de Onzaga, así como las rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga, Formación Silgará y Miembro Floresta Metamorfoseado; como segunda zona se considera la ocupada por las rocas sedimentarias que limitan y forman parte del borde oriental del Macizo.

5.1. MACIZO DE SANTANDER

Ocupa casi la mitad del área del cuadrángulo y está constituido por rocas ígneas, formando batolitos, plutones y stocks y por rocas metamórficas agrupadas en tres formaciones: Neis de Bucaramanga, Silgará y Floresta Metamorfoseado.

5.1.1. ESTRUCTURA DE LAS ROCAS METAMORFICAS

Los datos de foliación y lineación existentes son suficientes para tener una idea acerca de la orientación regional de las distintas fajas metamórficas pero no para definir pliegues y estructuras menores dentro de las distintas unidades.

Todos los cinturones metamórficos tanto del Neis de Bucaramanga como los de las formaciones Silgará y Floresta y aun los cuerpos de ortoneis, presentan una orientación regional norte-sur coincidiendo con la estructura general de la Cordillera Oriental, en el área estudiada. Cambios menores de orientación se presentan en dirección noroeste y nor-noreste y se reflejan en cambios locales de foliación y lineación.

5.1.2. ESTRUCTURA DE LAS ROCAS IGNEAS

Los cuerpos intrusivos del Cuadrángulo I-13 muestran un lineamiento pronun-

ciado en dirección norte-sur coincidiendo con el tren general mostrado por las principales masas plutónicas del Macizo de Santander.

Los contactos orientales y occidentales tanto del Batolito de Mogotes como de la Cuarzomonzonita de Santa Rosita están bien definidos y con pocos apófisis. La Falla de Bucaramanga constituye en gran parte el límite oriental del Batolito de Mogotes. El contacto sur de este batolito es bastante irregular y sugiere un buzamiento hacia el sur con un ángulo bajo (WARD et al, en imprenta).

El lineamiento de los batolitos indica un fuerte control de emplazamiento en dirección norte-sur. Teniendo en cuenta que el grupo plutónico del Macizo de Santander varía de Triásico a Jurásico se deduce que el control tuvo que ser Triásico o más antiguo. Los sedimentos derivados de la erosión de los cuerpos intrusivos se depositaron en fosas en dirección norte-sur, en algunos casos limitados por fallas en esta misma dirección. Estos hechos indican la presencia de una dirección estructural norte-sur para esta parte de la Cordillera Oriental durante el Triásico. Tal dirección parece haber prevalecido hasta el Terciario como lo evidencian la posición de las cuencas del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca de Maracaibo en su prolongación sur en el área de García Rovira.

Este control estructural se pone de manifiesto además por la presencia de depósitos Jurásicos que contienen clásticos derivados de los Batolitos (Formación Girón con guijos y cantos de rocas ígneas) alineados en dirección norte-sur lo cual indica claramente que el fallamiento es Pre-Jurásico superior al menos y que dio origen a la formación de artesas en donde fueron depositados los sedimentos detríticos del Jurásico.

Por otra parte esta fracturación norte-sur siguió siendo activa con posterioridad al Jurásico y permitió la conservación de retazos de Cretáceo dentro del ámbito interno del Macizo de Santander. Característica es la dirección norte-sur que presenta el retazo sinclinal Cretáceo que se extiende al sur de Onzaga.

Los datos estructurales de flujo, lineaciones, fracturas etc. son insuficientes como para intentar una discusión detallada sobre la estructura interna y sistema de emplazamiento de los cuerpos intrusivos.

5.1.3. FALLAS

Algunas fallas de importancia se presentan sobre el Macizo de Santander. Ellas se describen someramente a continuación:

5.1.3.1. Falla de Bucaramanga.- Este accidente tectónico tiene una gran extensión regional y puede así seguirse desde la parte sur de este cuadrángulo hasta la Costa Atlántica en donde recibe el nombre de Falla de Santa Marta.

Muchas opiniones sobre los movimientos de esta falla han sido emitidos. Para Raasveldt (1959) esta falla es de desplazamiento de rumbo (WRENCH FAULT) lo mismo para Rod (1956), Young (1956), Alberding (1960), Moody y Hill (1956) y Campbell (1965). Este último calcula en 110 km del desplazamiento a lo largo de la dirección de la falla. Sin embargo para Julivert (1961) la falla es inversa con un ángulo muy grande que hunde el labio oeste, levantando el este; Ward et al (en imprenta) cree que esta interpretación es correcta. Sin embargo no se descartan movimientos direccionales suponiéndose que esta falla pudo moverse en forma diferente durante su evolución, Ward et al (en imprenta).

La falla dentro del cuadrángulo tiene una dirección preponderante NW-SE y en su parte más noroeste separa los batolitos de Mogotes y Santa Bárbara dejando en este trayecto en contacto los neises de la Formación de Bucaramanga al oeste con las rocas de metamorfismo débil del Silgará al este. Ya se dijo con anterioridad que la Formación Bucaramanga es más antigua que el Silgará y en consecuencia aquí se nota la presencia de rocas más antiguas al oeste que al este. Inmediatamente hacia el sur de este trayecto de la falla aparece la Formación Bucaramanga y las cuarzomonzonitas del Batolito de Mogotes al oeste de la falla, en contacto con

ortoneises situados al este de la misma. Al suroeste del Municipio de Tipacoque la falla parece cambiar, en efecto, aquí aparecen sedimentos del Miembro Tibet situados al este de la falla en contacto con filitas del miembro arcilloso inferior metamorfoseado, más antiguo, situado al oeste de la falla.

Siguiendo hacia el sur, aproximadamente al oeste de Soatá la falla cambia su dirección, por una dirección NNW-SSE, apareciendo al mismo tiempo dos fracturas que hacia el sur se unen a otra más perdiéndose así la identidad de la Falla de Bucaramanga como una fractura única. Una de estas fracturas se une con la Falla de Servitá y conjuntamente con ella va a terminar sobre la falla inversa de Soapaga. La otra tuerce hacia el suroeste y se une a la Falla de Chaguaca. Es de advertir que la Falla de Chaguaca, hacia el norte se une a la de Onzaga o Boyacá y ésta a su vez es satélite de la de Bucaramanga, que arranca del sitio en donde el Río Chicamocha describe un fuerte codo y se separa de la Falla de Bucaramanga.

En síntesis la edad de las rocas a lado y lado de la Falla de Bucaramanga dentro del Cuadrángulo I-13 varía, estando en ocasiones las más jóvenes al este y las más antiguas al oeste y viceversa. Esto hace difícil identificar los movimientos relativos de ella.

En el área trabajada los desniveles causados a lado y lado de la falla no son muy netos como aquellos observados en los alrededores de Bucaramanga en donde existe un fuerte desnivel levantándose abruptamente el bloque E, y la traza de la falla es aproximada.

Parece ser que al sur del sitio denominado Felisco sobre el Río Chicamocha, la Falla de Bucaramanga se desdibuja como una fractura única y es reemplazada por varias fracturas, algunas de las cuales se unen a la falla inversa de Soapaga y otras continúan hacia el sur pero cambiando su dirección a NNW-SSE.

Es muy significativo y llama la atención el hecho notorio de que es en el sitio en

donde las fallas de Bucaramanga, o mejor las varias fracturas que la representan, la de Soapaga y quizás la del Servitá se unen donde la cordillera cambia de dirección marcándose en un gran codo y tomando hacia el norte una dirección preponderante NW-SE mientras que su dirección venía siendo NE-SW. No se quiere significar que sea la Falla de Bucaramanga la responsable de este cambio de dirección, pero es un hecho que amerita estudios tectónicos detallados.

5.1.3.2. Falla de Onzaga o Boyacá.- Esta falla aparece como satélite de la de Bucaramanga. En su extremo norte es apenas un alineamiento en el ígneo del Batolito de Mogotes, pero hacia el sur adquiere importancia sirviendo de límite oeste a una franja Cretácica de forma sinclinal que se conserva como retazo interno dentro del Macizo. Ya se dijo con anterioridad que la fracturación en el Macizo es generalmente norte-sur y esta falla tiene claramente tal dirección. Su movimiento parece ser muy vertical pues su traza es muy rectilínea.

Hay necesidad de destacar aquí la ausencia total por debajo del Cretácico de Onzaga, de sedimentos tanto del Girón como anteriores a él. Si se considera que el batolito de Mogotes es de edad jura-triásica y anterior a la depositación de la Formación Girón, debió esta área constituir una zona positiva durante el Jurásico no permitiendo la sedimentación. Con posterioridad y durante el período Cretácico posiblemente el fallamiento permitió el hundimiento de esta zona, facilitando la depositación del Cretácico.

La Falla de Onzaga o Boyacá separa el Batolito de Mogotes de la Cuarzomonzonita de Santa Rosita.

5.1.3.3. Falla de Chaguaca.- Tiene una dirección en su parte más septentrional NW-SE cambiando hacia el sur por una dirección NE-SW. Se indicó anteriormente que esta falla podría representar una de las expresiones más meridionales de la Falla de Bucaramanga. Hacia el norte se conjuga con la Falla de Onzaga o Boyacá y hacia el sur su identificación dentro del Macizo de Floresta es difícil.

5.1.3.4. Otras Fracturas.- Existen otras fracturas dentro del área ocupada por el Macizo de Santander en su mayoría con dirección predominante NE-SW que son satélites de la Falla de Bucaramanga. La mayoría de ellas no se presentan como grandes accidentes tectónicos sino como alineamientos distinguibles en las fotografías aéreas; asimismo se observan fracturas menores transversales a la dirección general de las estructuras y alineamientos.

5.2. BORDE ESTE DEL MACIZO DE SANTANDER

Una amplia faja sedimentaria mesozoica y terciaria constituye el borde este del Macizo de Santander dentro del cuadrángulo. En la parte más septentrional, el contacto entre el sedimentario y el Macizo (se incluye la Formación Floresta dentro de éste) aparece como una inconformidad. Allí el Cretácico transgrede sobre los metasedimentos del Floresta o sobre pequeños retazos del Girón y en algunas partes está directamente sobre la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes. Es clara, en esta parte, la existencia de una erosión post-Girón y la transgresión sobre el Macizo, de la base del Cretácico. En efecto en el área de San Andrés un poco al norte del cuadrángulo (Cuadrángulo H-13) se observan fuertes variaciones en el espesor del Rio-negro, formación que constituye la base del Cretáceo.

Hacia el sur y a partir del punto en donde el Servitá desemboca en el Chicamocha, el contacto entre el sedimentario Mesozoico y el Macizo es en su gran mayoría fallado. Entre la desembocadura del Río Servitá, con el Chicamocha, al norte y hasta la latitud de Soatá, al sur, una falla pone en contacto el sedimentario cretácico, al este, con rocas del Devónico Floresta principalmente, y con algunos afloramientos menores de Ortoneises, al oeste. Más hacia el sur la falla pone en contacto el Cretácico con sedimentos rojos carboníferos hasta un poco al norte de Susacón, en donde se une con una de las posibles fracturas representativas de la Falla de Bucaramanga, prosiguiendo hasta unirse con la Falla de Soapaga al sur de la cabecera

municipal de Sativa Norte. En este último trayecto, la falla congrega sedimentos Cretácicos al este, con sedimentos devónicos del Miembro Tibet, al oeste. La falla es en general, rectilínea y por ende, vertical, si bien, presenta complicaciones de detalle, al oeste de Tipacoque, y en las cercanías de la confluencia Chicamocha-Servitá. Hacia el norte del área Servitá-Chicamocha, la falla podría tener su expresión en la Falla del Servitá. Las complicaciones tectónicas y erosivas precretácicas, impiden un cálculo aproximado del salto de la falla a lo largo de su recorrido.

Esquemático el contacto entre el Macizo de Santander y el sedimentario que se extiende al este de él, se incluye una descripción por área, de la franja sedimentaria que presenta ciertas diferencias de norte a sur.

Dentro del área del cuadrángulo se puede observar un cambio gradual en la dirección de las estructuras sedimentarias. Así, en la parte norte, estas presentan una dirección ligeramente NNW, en la parte media norte-sur y en la parte sur, NNE. Fuera del área (Cuadrángulo J-13) unos pocos kilómetros al sur, la dirección predominante ya es claramente NE.

En la parte más oriental del cuadrángulo (este de la Falla de San Mateo) así como en su parte sur, las estructuras están caracterizadas por amplios sinclinales separados o bien por fallas o por zonas anticlinales muy cerradas y generalmente falladas, tipo de estructura que recuerda en cierta forma los pliegues de la Sabana de Bogotá (JULIVERT, 1963).

En síntesis la tectónica es de falla y plegamiento contrastando vivamente con la tectónica del lado oeste del Macizo en donde el fracturamiento del zócalo es preponderante.

5.2.1. AREA RIO CONGRESO - MALAGA - CONFLUENCIA RIO SERVITA - CHICAMOCHA

Se extiende esta área al sur del Río Congreso hasta la desembocadura del Río Servitá en el Chicamocha al este; le sirve

como límite el Servitá y en la parte más norte, la falla del mismo nombre.

La zona próxima al Macizo se presenta como una estructura simple buzando hacia el este y formando en cierta manera, el flanco de un sinclinal amplio que se extiende hacia el sur, desde un poco al norte de Molagavita hasta el Río Chicamocha. Sin embargo, existe una serie de estructuras imbricadas que complican notoriamente el flanco oeste de esta estructura. Así, en la margen izquierda del Río Congreso y arriba de su confluencia con el Río Guaca (Cuadrángulo H-13) se observan un sinclinal y un anticlinal de forma muy irregular, que hacia el sur evolucionan a una estructura imbricada. Muy claras son las imbricaciones presentes al sur de Molagavita, una en la Quebrada Hierbabuena y la otra un poco al este, en donde aparecen las minas de carbón de "El Junco". Estas imbricaciones permiten la aparición de niveles de La Luna y hacia el norte se prolongan por Molagavita para unirse a las estructuras del Río Cámara, descritas por Julivert (1960).

La estructura sinclinal de Molagavita hacia el este queda limitada por la Falla de Baraya, la cual tiene una amplia expresión hacia el norte dentro del Cuadrángulo H-13, y hacia el sur termina aparentemente contra la Falla de Bucaramanga, en las cercanías de la Quebrada "El Medio". Esta falla en la parte más septentrional del cuadrángulo, presenta varias fallas satélites que complican la estructura y es la causante de la aparición de los afloramientos de la Formación Girón, al oeste y sur de Pangote (Cuadrángulo H-13) y en las cabeceras del Río Congreso.

Hacia el sur, la estructura sinclinal se cierra entre la Falla de Baraya, al este, y una de las fracturas de los pliegues imbricados, descritos anteriormente, al oeste. Esta parte sur aparece muy fracturada y con complicaciones de detalle en los alrededores de "El Junco".

Prosiguiendo hacia el este, aparece inmediatamente después del área sinclinal de Molagavita, una amplia estructura anticlinal

elevada, que forma la divisoria de aguas de los ríos Guaca y Servitá. El límite oeste de esta estructura lo constituye la Falla de Baraya, al sur, y en el norte, ésta y otras fracturas de tipo más o menos inverso, que elevan sus labios orientales y que permiten complicaciones estructurales de detalle, pero que se unen luego, a la Falla de Baraya, simplificando la estructura hacia el sur y hundiéndose bajo el Cuaternario al este de Molagavita.

Hacia el este se desarrolla una zona sinclinal, algo estrecha que culmina al oeste de San José de Miranda, en las cabeceras de las quebradas "La Chorrera y El Salado" y que hacia el norte se desvirtúa, apareciendo algunas fallas. Esta estructura sinclinal puede ser la expresión más meridional del Sinclinal de Pangote, bien desarrollada en el Cuadrángulo H-13. Prosigue luego, una zona anticlinal con complicaciones de detalle y que forma la verdadera estructura que separa las aguas del Río Servitá y del Río Guaca. Esta estructura permite el afloramiento de las areniscas y calizas basales del cretácico a alturas considerables (3.000 m en el Alto de Málaga) por desmantelamiento de su cresta (JULIVERT, 1960, p. 23). El flanco este de este anticlinal, muy asimétrico, es abrupto con buzamientos fuertes de las areniscas y las calizas, tal como se observa al oeste de Málaga y Miranda. Este flanco sirve a su vez de flanco oeste del Sinclinal de Málaga, estructura asimétrica que cierra al sur de San José de Miranda, cortada transversalmente por la Falla del Servitá, fractura que sirve de límite tectónico entre las estructuras descritas y el Valle del Río Servitá.

El flanco oeste del Sinclinal de Málaga-Miranda, aparece fracturado en el mapa, pero esta fractura es de débil salto y podría ser una mecanización del flanco abrupto del Sinclinal, sin que presente un límite tectónico neto. Hacia el norte, el Sinclinal de Miranda posiblemente esté representado por el Sinclinal de Angostura, dentro del Cuadrángulo H-13.

Resumiendo podría decirse que toda el área tratada está caracterizada por una zona anticlinal, algo eyectiva, con

complicaciones de detalle (zonas sinclinales menores y fallamiento) separada por áreas sinclinales asimétricas.

5.2.2. AREA DEL VALLE DEL SERVITA - NORTE DE CHAPETON-RIO NEVADO ESTE DEL VALLE DE SERVITA

Esta zona sedimentaria presenta una cierta similitud tectónica con el área descrita anteriormente, aun cuando por ser mucho más amplia, existen también mayores complicaciones de detalle.

El área se presentó como una zona central anticlinal, limitada al este y al oeste por zonas sinclinales, si bien esta distribución tectónica está muy enmascarada por estructuras menores.

Para hacer una descripción somera, se seguirá el orden establecido precedentemente, es decir una descripción del oeste hacia el este.

La zona oeste del área que se describe está limitada al sur por la Falla del Chicamocha y hacia el norte por la falla que rompe el Sinclinal del Servitá y que se une luego a la falla del mismo nombre, al este de Málaga; ésta última falla podría ser la continuación hacia el norte de la Falla del Chicamocha.

En la parte más septentrional del área aparece un amplio sinclinal Cretácico de dirección norte-sur y que encierra en su núcleo algún afloramiento de la Formación La Luna. Esta estructura es asimétrica y hacia el sur cambia de dirección desviando su eje hacia el este, para quedar truncada por algunas fallas al noroeste de Carcasí. El sinclinal no ofrece mayores complicaciones y hacia el norte cierra rápidamente cerca de Concepción (Cuadrángulo H-13), dando a la estructura un aspecto de cubeta. El flanco oeste, está roto por una falla paralela a la de Servitá (a lo largo del río del mismo nombre) que repite algunos sedimentos del Cretáceo medio a superior y hunde los del Cretáceo basal.

Al sur de esta estructura, y siempre al oeste del área que se describe, encontra-

mos el Valle del Servitá que es un claro sinclinal Terciario de dirección norte-sur, asimétrico y fallado cerca al núcleo. El flanco oeste del sinclinal está cortado transversalmente por la Falla del Servitá al este de San José de Miranda, y se caracteriza por estar invertido en casi toda su extensión, inversión debida a la falla mencionada. El flanco este presenta buzamientos fuertes, entre 40 y 60°, pero aparece cortado por fallas transversales que lo delimitan por el norte, poniendo en contacto el flanco Terciario con sedimentos Cretácicos. Hacia el sur el sinclinal es cortado por varias fallas menores, algunas claramente transversales, las cuales permiten un cambio en la dirección del eje sinclinal, que toma un rumbo noroeste-sureste para desaparecer a la altura del Capitanejo cortado por una de las fallas transversales.

En el flanco este del Sinclinal del Servitá se encuentran sedimentos cretáceos cortados por una serie de fallas de dirección norte-sur y noroeste-sureste lo mismo que varios replegamientos menores de dirección noroeste oblicuos a la dirección general de las estructuras. Se observan allí plegamientos algo imbricados, como el de la margen norte de la Quebrada Suparí, que hacen recordar las estructuras occidentales del Valle del Río Cámara. Esta zona intensamente replegada, se prolonga desde el sur de Enciso hasta el sureste de Capitanejo; en donde vuelve a aparecer una zona sinclinal que cierra sobre el Río Nevado, separada de la zona central anticlinal por una falla ligeramente inversa.

Al este de toda la región que se acaba de describir, aparece una zona anticlinal más o menos elevada (zona Carcasí - San Miguel - Chapetón) que hace aparecer los sedimentos basales del Cretácico e inclusive sedimentos carboníferos, en ojalas de erosión, como son los alrededores de Carcasí y los afloramientos del Río Nevado. Esta estructura anticlinal no es muy neta en detalle, pero es observable al norte del cuadrángulo, al sur de Carcasí, y al norte y sur del Río Nevado con una dirección noroeste. Toda esta zona central aparece cortada por fallas transversales y ofrece además complicaciones menores como las que se observan al norte del Río Nevado, en donde aparecen

zona sinclinales menores y replegamientos más o menos importantes.

En resumen, la descripción somera de las estructuras de esta área deja ver un estilo tectónico muy semejante al del Río Cámara, en donde se destaca un área central anticlinal, algo eyectiva, limitada por zonas sinclinales con complicaciones de detalle.

5.2.3. AREA DE EL TOBAL - EL ESPINO

Corresponde a un área sinclinal asimétrica de dirección NNW, que va desde el Municipio del Espino hacia el norte, pasando por el Corregimiento de El Tobal, hasta los límites del Cuadrángulo H-13. Sus flancos están limitados, en una forma general, por fallas, la de San Mateo al oeste junto con otras menores en su extremo norte, y la de Chiscas al este.

La estructura, que se denomina como el Sinclinal de la Bricha, en su extremo sur es relativamente simple, observándose replegamientos menores y paralelos al eje principal en su flanco oriental. La secuencia cretácea aflora casi en su totalidad en esta parte y la estructura cabecea hacia el norte, quedando enfrentada a una estructura sinclinal que cabecea hacia el sur, más o menos a la latitud del Municipio del Espino. Este enfrentamiento de estructuras así como la diferencia litológica de la secuencia por sobre los estratos de la Formación La Luna, sugieren la posibilidad de la presencia de un alto paleotectónico, en dirección de los afloramientos pre-cretáceos del Río Nevado y el pinchamiento del Tibet, al sur de Covarachía, el cual tendría un rumbo aproximado N60°E.

Continuando hacia el norte, la estructura se va complicando progresivamente, por la aparición de una serie de pequeñas fallas longitudinales y transversales, y el Cretáceo queda restringido al flanco oeste, dando paso a los sedimentos terciarios.

El flanco este, es el más tectonizado en general, sin embargo, la situación se invierte de El Tobal hacia el norte, en donde se observa una serie de replegamientos menores y fracturas en el flanco oeste.

5.2.4. AREA DE EL COCUY - LAS MERCEDES - FILO DE ACEVEDO

El área se presenta como una zona sinclinal, de dirección NNW con sedimentos cretáceos en sus flancos y terciarios en el núcleo y que se denomina como el Sinclinal de Las Mercedes. Al oeste está limitada por la Falla de Chiscas, que pone en contacto rocas del Cretáceo al este con la secuencia terciaria al oeste. El límite este se extiende por fuera de la zona cartografiada. En la parte norte, la estructura es asimétrica, con su flanco oeste más inclinado. Hacia la parte oeste-central de esta área se observa, dentro de los sedimentos cretáceos, otra pequeña estructura sinclinal ligada a la estructural principal por fallas. Una serie de fallas transversales disloca esta estructura y enmascara su continuidad hacia el sur, hacia el Municipio de El Cocuy.

5.2.5. AREA DE CAPITANEJO - SOATA - SATIVA NORTE

Es una franja limitada al oeste por el contacto fallado entre el sedimentario y el Macizo de Santander y al este por las fallas de Chicamocha y Soapaga. Hacia el norte está limitada por las estructuras de Molagavita y hacia el sur queda cortada transversalmente por la falla inversa de Soapaga.

Dejando de lado las estructuras menores observadas al noroeste de Soatá y algunas otras en la parte septentrional, el área tiene un carácter sinclinal, como se ve claramente entre Soatá y Tipacoque y al sur de Susacón. Esta estructura es muy suave y asimétrica, con el flanco oeste tendido y su flanco este en partes fallado, a veces sirviendo de flanco oeste a estructuras anticlinales cortadas por las fallas del Chicamocha y la de Soapaga. Esta característica se observa al este de Susacón y noreste de Sativa Norte en donde aparecen algunos anticlinales, algo transversales a la estructura general.

En el flanco oeste y hacia el noroeste de Soatá aparece algunas estructuras anticlinales que no tienen mayor continuidad hacia el sur.

5.2.6. AREA CHAPETON - BOAVITA - SOCOTA

Tiene esta área como límite oeste las fallas de Soapaga y Chicamocha y hacia el este está limitada por la Falla de San Mateo. Está representada en su extremo sur por una tectónica de falla y plegamiento en donde la característica principal es la presencia de sinclinales amplios, algunos de ellos con sus flancos algo mecanizados y anticlinales muy estrechos en su mayoría fallados.

El área, en general puede considerarse como un amplio sinclinorio con su flanco oeste cortado por las fallas de Soapaga y del Chicamocha y su flanco este, por la Falla de San Mateo.

En la parte sur se observan, dentro de la estructura mayor, una serie de estructuras menores generalmente sinclinales que se sitúan en una forma escalonada y separados por zonas de tipo anticlinal pero siempre falladas, así aparecen los sinclinales de La Vieja, Peña Negra, El Tabor y El Escobal. Dentro de estas estructuras se encuentra el anticlinal del Chicamocha o de La Cucho que constituye una de las pocas estructuras anticlinales no falladas en su núcleo. Esta parte está ocupada por sedimentos terciarios principalmente, excepción de la parte más oriental en donde se encuentra el Cretáceo.

La parte más septentrional de esta área entre Chapetón y Boavita, está representada por sedimentos cretáceos solamente; allí la estructura forma un amplio sinclinal con fallamiento en sus flancos y con alguna estructura menor de gravedad.

5.2.7. AREA DE PANQUEBA - EL ESPINO - SAN MATEO - LA UVITA - CHITA - EL COCUI

Esta área comprende un sinclinal amplio y alargado de dirección NNW localmente enmarcado por fallas paralelas a los estratos, que invierten y repiten parcialmente la secuencia. Fallas transversales dislocan la estructura y la complican un poco más, no siendo clara la traza del eje, razón por la

cual no aparece dibujado sobre el mapa. El área está limitada al oeste por la Falla de San Mateo y hacia el este se extiende por fuera del área cartografiada.

El sinclinal es bastante asimétrico y en su parte media y norte, presenta sedimentos terciarios en su núcleo, quedando el Cretáceo reservado a sus flancos; cabecea en su parte norte hacia el sur, enfrentando al sinclinal de La Bricha. Aquí la estructura se encuentra bastante enmascarada por fallas y replegamientos menores. Siguiendo hacia el sur, la estructura se identifica más fácilmente (latitud de San Mateo) aun cuando su flanco oriental se halla invertido por efecto de una serie de fallas paralelas a la estratificación de los sedimentos. A la altura del Municipio de Chita, la estructura es truncada por fallas transversales y ya hacia el sur se observan tan sólo sedimentos cretáceos en su núcleo.

El flanco occidental de la estructura corresponde al flanco oriental de un anticlinal, que en su parte media y norte desaparece por efectos de la Falla de San Mateo y es tan sólo observable en el extremo sur, en donde se encuentra la estructura bastante complicada por efectos de fallamiento tanto longitudinal como transversal.

5.2.8. FALLA DEL SERVITA

Esta fractura, al sur del Municipio de Bábega, en donde se conjuga con la falla homónima de este municipio, presenta un trazo rectilíneo (Cuadrángulo H-13); allí tiene gran salto, y pone en contacto rocas del Terciario al este, con sedimentos del Jurásico (Girón), al oeste; hacia el sur del Cuadrángulo H-13 el salto disminuye y la falla separa rocas cretácicas solamente. El carácter rectilíneo de la falla, y su disminución de salto, permanecen hasta la latitud del Municipio de Málaga (Cuadrángulo I-13). De este sitio y hacia el sur, la falla parece adquirir nuevamente mayor salto, poniendo en contacto rocas del cretácico medio al este, con rocas del Girón y del Floresta al oeste, hasta unirse con la falla que al sur de la confluencia Servitá-Chicamocha pone en contacto el sedimentario con el Macizo de Santander, de

lo cual se habló anteriormente. Por otra parte la falla a partir de Málaga hacia el sur, es un poco más sinuosa, demostrando ya una cierta inclinación hacia el oeste, a la vez que corta las estructuras transversales, como se observa claramente con el cierre sur del Sinclinal de Miranda, mientras que hacia el norte la falla es casi paralela a las estructuras (Cuadrángulo H-13).

Hay un hecho a destacar y es que, al sur del Municipio de Miranda aparece una falla satélite de la del Servitá, o posiblemente ésta se abre en dos; una que separa el Terciario del Cretácico, y la que sirve de límite entre el Macizo de Santander y la franja sedimentaria. Esta última parece más vertical y puede ser la expresión norte de la falla ya descrita, al sur de la confluencia Servitá-Chicamocha. La primera es, por el contrario, la que se inclina hacia el oeste y da origen a vergencias hacia el este, causando inclusive, inversiones en los sedimentos cretácicos y terciarios, al sureste de Miranda.

5.2.9. FALLA DEL CHICAMOCHA

Es una fractura bastante rectilínea, fácilmente reconocible al sur de Capitanejo hasta su unión con la falla inversa de Soapaga.

Hacia el norte la falla puede continuarse por la fractura que parte el Sinclinal del Servitá y que se une a la Falla de Servitá al este de Málaga.

Entre Capitanejo y la unión con la Falla de Soapaga al sur de Puente Pinzón la falla no presenta mayor salto, pone en contacto sedimentos cretácicos a lado y lado y su inclinación es muy vertical, como lo indica su traza rectilínea. En todo este trayecto el Río Chicamocha corre por la zona de fractura.

Al sur de su unión con la Falla de Soapaga, afecta sedimentos terciarios y adquiere cierta sinuosidad antes de penetrar dentro del Cuadrángulo J-13. Parece ser que la falla inversa de Soapaga termina contra esta Falla del Chicamocha, por cuanto a partir de dicha unión hacia el norte no se obser-

va signo alguno de fallamiento inverso, sino por el contrario, una traza rectilínea.

5.2.10. FALLA DE SOAPAGA

Es una falla de traza muy sinuosa, que se extiende desde el sur de Puente Pinzón en donde se une con la Falla del Chicamocha, hasta penetrar dentro del Cuadrángulo J-13. La falla se muestra como un cabalgamiento que sobrepasa los sedimentos cretácicos situados al oeste, a los sedimentos terciarios situados al este en bloque hundido.

En las cercanías de su unión con la Falla del Chicamocha, el desplazamiento de la falla no es muy apreciable y pone en contacto los sedimentos cretácicos de la Formación Capacho con los cretácico-terciarios del Guaduas. Pero hacia el sur, este desplazamiento aumenta rápidamente y aparecen en contacto el Cretácico inferior con sedimentos terciarios superiores de la Formación Concentración, calculándose el salto en unos 2.000 m.

Más hacia el sur y ya dentro del Cuadrángulo J-13, la falla adquiere mayor importancia y pone en contacto sedimentos del Girón (Jurásico) con los del Terciario, a la vez que sirve de límite estructural al Macizo de Floresta por su lado este.

5.2.11. FALLA DE SAN MATEO

La Falla de San Mateo es una fractura de tipo inverso con su labio oeste hundido y con una traza relativamente rectilínea que indica un alto ángulo. La dirección general de la falla es casi norte-sur con una ligera desviación hacia el noreste.

En la parte media del cuadrángulo, se puede apreciar una continuidad clara de la traza, que sin embargo se desvirtúa hacia los extremos, por efecto de fallas transversales. El mayor salto se puede observar en esta parte central, en donde pone en contacto la arenisca del Picacho (Terciario) con el Tibú y Mercedes (Cretáceo) y que sería de 2.200 m aproximadamente. El desplazamiento producido va siendo progresivamente menor ha-

cia los extremos. En el extremo norte, en el Area de Carcasí ya deja en contacto sedimentos del Río Nevado a ambos lados antes de oscurecerse afectada por otras fallas transversales. Hacia el sur del Municipio de La Uvita, la falla se bifurca, desapareciendo la traza más occidental dentro de sedimentos terciarios. La traza de la ramificación continúa hacia el sur, afectando sedimentos cretáceos, truncada y desplazada por fallas transversales y disminuyendo de salto hasta terminar en el extremo sur dentro de la Formación Capacho.

5.2.12. FALLA DE CHISCAS

La Falla de Chiscas presenta una dirección NNE, y pone en contacto dos áreas sinclinales adyacentes. Sigue en general el mismo rumbo de los estratos y pone en contacto sedimentos cretácicos al este, con capas terciarias al oeste. La falla es inversa con el labio oeste hundido y el mayor salto estratigráfico se puede observar en su parte media, en donde se calcula en 1.200 m aproximadamente.

La falla está bien definida en la mayor parte de su recorrido, aunque en sus extremos se desdibuja un poco por efecto de otras fracturas menores. Así, en el extremo norte, se ramifica dando lugar a 3 fracturas en cambio de una, aun cuando parece que 2 de ellas posteriormente se unen, para llegar tan sólo 2 ramificaciones al Cuadrángulo H-13. Son bastante notorias las fallas transversales que la afectan (Pl. 1) y hacia el sur, (Municipio de Chiscas al sur) la continuación de la falla se deduce en parte por la relación estratigráfica ya que el cuadro es complicado por depósitos cuaternarios, que lo enmascaran aun más.

5.2.13. OTRAS FRACTURAS

El área en general se encuentra bastante fracturada, predominando el fallamiento de tipo inverso y de alto ángulo, que en su mayoría corresponde a las fracturas de dirección norte-sur o cercanas a ella. Las fallas transversales son principalmente de tipo normal; no se discuten en detalle estas fracturas

menores, por su relativa poca importancia dentro del cuadro tectónico regional.

5.2.14. ESTRUCTURAS DE GRAVEDAD O DE COLAPSO

Como puede verse en la Plancha 1, el Río Chicamocha y su principal afluente el Servitá, han excavado un profundo cañón de dirección norte-sur, dentro de los sedimentos cretácico - terciarios. Debido a que un gran porcentaje de los sedimentos cretácicos son de carácter plástico o se comportan como tales, a lo largo de este cañón se ha originado una serie de estructuras típicas de gravedad, muy caracterizadas sobre todo dentro de las formaciones Capacho y La Luna, y ocasionalmente en las formaciones Tibú, Mercedes y Aguardiente.

Así, en el Cañón del Servitá se observan pliegues dentro de la Formación Colón - Mito Juan del tipo denominado "recumbente" (BILLINGS, 1960, p. 234) y sobre el Chicamocha y afluentes menores, replegamientos originados claramente por gravedad y que en ocasiones tienden a enmascarar las estructuras mayores introduciendo complicaciones de detalle principalmente en la Formación La Luna.

A más de las estructuras antes citadas, existen infinidad de deslizamientos y otras estructuras de gravedad como cãmbers (BILLINGS, 1960, p. 235).

6. GEOLOGIA ECONOMICA

Para tener una idea completa acerca de las ocurrencias minerales del Cuadrángulo I-13, se incluyen en el texto las descripciones de Ward, et al. (1971). Este capítulo se complementa con otras descripciones de ocurrencias visitadas posteriormente durante los trabajos geológicos efectuados en el cuadrángulo. La localización de las diferentes ocurrencias minerales puede verse en la Figura 2.

6.1. MINERALES METALICOS

Pequeñas manifestaciones de sulfuros de plomo, zinc y en menor proporción

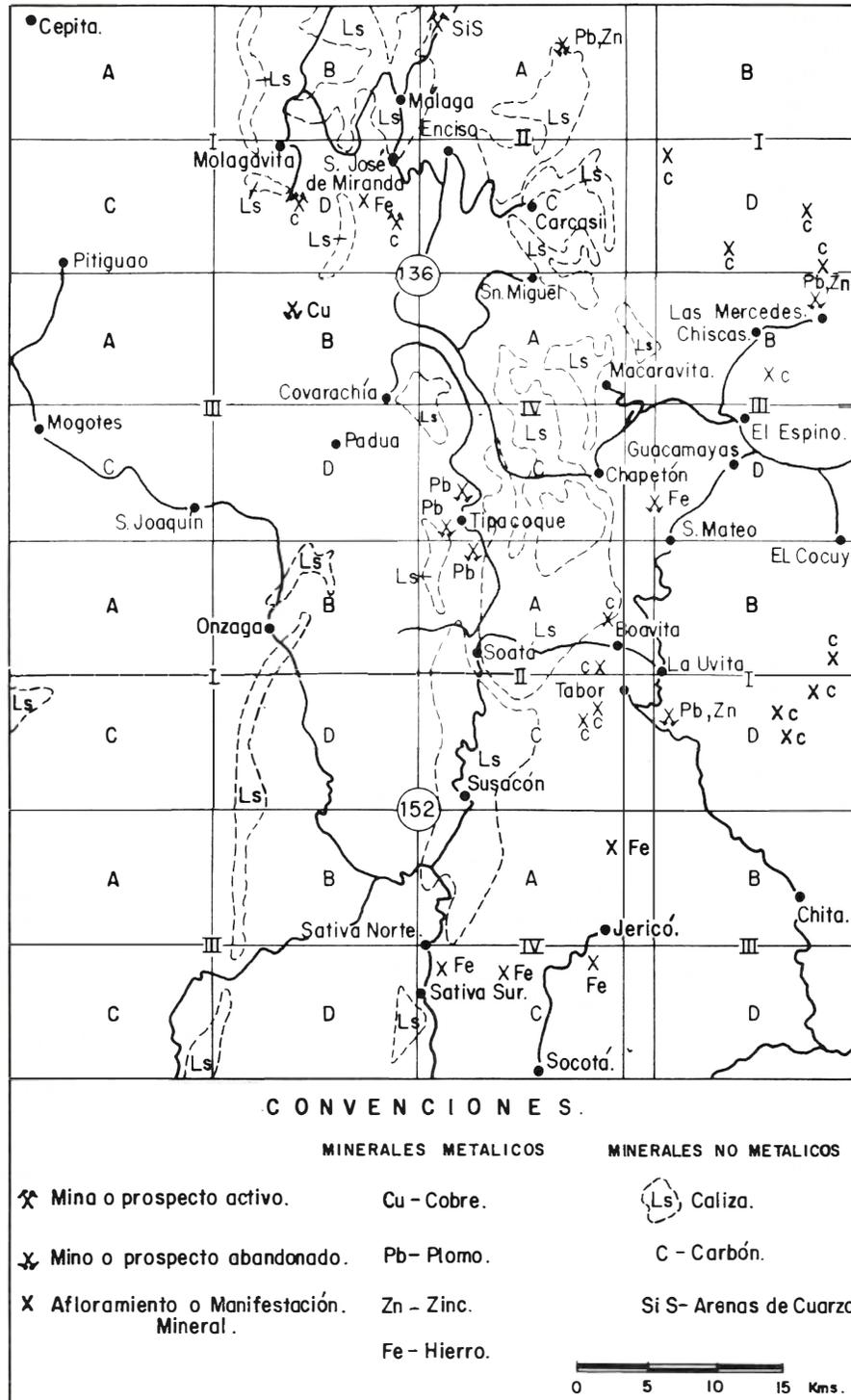


FIG. 2. Ocurrencias minerales del Cuadrángulo I-13

cobre se presentan en el Cuadrángulo I-13. Todas ellas a excepción de la manifestación de cobre de Las Castillas se encuentran en sedimentos del Cretáceo inferior en el área de García Rovira. En general los sulfuros se presentan como zonas de reemplazamiento en calizas o rellenando zonas de fracturas dentro de calizas y areniscas. Algunas de estas ocurrencias han sido objeto de explotación a menor escala, con producción de unas pocas toneladas de mineral. La irregularidad de la mineralización, su falta de continuidad y su bajo tenor parecen descartar el potencial económico de estas manifestaciones. El hierro se presenta en una pequeña manifestación de hematita especular en el Area de San José de Miranda. Asimismo en la parte sur del cuadrángulo en el área de los Sativas se encuentra la prolongación norte de los mantos de hierro oolítico de Paz de Río. No se detectó la presencia de otros minerales metálicos dentro del cuadrángulo.

6.1.1. COBRE

6.1.1.1. Afloramiento Las Castillas.- Plancha 136, III-B, c-7, SW Municipio de Covarachía, Boyacá. De Covarachía se llega al sitio de la mineralización por la carretera a Nogontovo siguiendo luego el camino a Las Pavas y Loma El Venado. En un área de unos 40 por 30 m, ortoneises fracturados contienen pirita, calcopirita, calcita y cuarzo, con malaquita como producto secundario en la zona de oxidación. Sobre la roca mineralizada fue excavado un pequeño apique. No se reporta producción alguna para esta manifestación.

6.1.2. PLOMO - ZINC

6.1.2.1. Montenegro.- Plancha 136, II-A, e-10 NW, Municipio de Concepción, Santander. El depósito está 7,5 km al sureste de Concepción y se llega a él por el camino El Cedro - Alto Platera, hacia la Hacienda Montenegro, hasta llegar a la Cañada Caja de Agua, donde se encuentra una zona mineralizada en la Formación Mercedes, unos 3 m debajo de la superficie en una excavación de unos 11 m de longitud. Los estratos calcáreos, rumbo N20°W buzamiento 80° SW,

están dolomitizados, con finos cristales rómicos de dolomita en una matriz cristalina de textura uniforme. Galena cristalina de grano medio, esfalerita, dolomita y calcita ocurren en concentraciones lenticulares ocasionales paralelas a la estratificación, y como granos diseminados. En el apique se observa la siguiente secuencia: 20 a 30 cm de costra limolítica blanda en el tope, 2,2 m de zona mineralizada y por debajo arcillas arenosas grises meteorizadas.

Los resultados de los análisis de cuatro muestras tomadas de lentes en la zona mineralizada fueron los siguientes:

No. Muestras	13834	13838	13839	13840
Local zona	Base	1,2 m*	1,6 m*	Tope
Mineralizada				
Fe	3,35	8,35	3,19	12,45
Zn	17,25	6,25	56,60	37,75
Pb	- 0 -	22,50	0,55	
Mn	0,90	2,24	1,10	2,00
Cd	0	0	0	0

* Arriba de la base.

Se hizo un intento de seguir la extensión de la mineralización a lo largo, por medio de exploración geoquímica. Se tomaron once muestras de suelo y cuatro de sedimentos activos hasta una distancia de 150 m al norte y 110 m al sur del apique. Los análisis espectrográficos semicuantitativos efectuados en los laboratorios de Denver del U.S. Geological Survey, mostraron la concentración más alta de plomo, 100 ppm, en una muestra de suelo tomada a 25 m al noroeste del apique. Otras, llegaron hasta 50 ppm; la mayor parte dieron menos de 30 ppm. En ninguna de las muestras se encontró zinc. Parece que todas las muestras son más bien de material coluvial y no de suelo residual.

6.1.2.2. Mina Machacuta.- Plancha 136, IV-C, j-3, SW, Municipio de Soatá, Boyacá. La mina actual está abandonada y cubierta por deslizamientos. Localizada 2 km al suroeste de Tipacoque, sobre el lado occidental de la Quebrada La Calera, en areniscas de la Formación Capacho y al oeste de una falla con rumbo noreste a lo largo de dicha que-

brada. El mineral de esta mina abasteció un pequeño horno de fundición de plomo de Tipacoque en 1951 instalado por el IFI.

6.1.2.3. Mina Alcohol.- Plancha 152, II-A, b-4 NE, Municipio de Soatá, Boyacá.

Esta mina abandonada está a unos 25 km al oeste de La Playa. Un socavón fue excavado por unos 80 m a lo largo de una zona de falla mineralizada en la Formación Aguardiente. Otro, unos 25 m encima del primero, pero no a lo largo de la falla, se extiende unos 8 m hacia dentro y luego por 30-40 m a lo largo de la estratificación que buza 20° SW. Se informó que esta mina, proporcionó mineral para el horno de fundición de Tipacoque.

6.1.2.4. El Jeque.- Plancha 136, IV-C, h-4, SE, Municipio de Tipacoque, Boyacá.

Actualmente sólo se aprecian dos socavones abandonados al norte del pueblo y a corta distancia de la carretera que conduce a Capitanejo. El primer socavón está localizado a 5 m sobre el nivel de la carretera, tiene aproximadamente 15 m de profundidad y aparece completamente estéril. Fue excavado en las areniscas y arcillas de la Formación Capacho. El segundo socavón, unos 20 m sobre el nivel de la carretera excavado en areniscas de la Formación Capacho, muestra vestigios de mineralización consistente en finas venillas de galena y algo de esfalerita; parte de la galena se ve cementando los granos de cuarzo de las areniscas. Informaciones dan a conocer que el mineral de esta mina abasteció el horno de fundición del IFI, en Tipacoque.

6.1.2.5. La Mercedes.- Plancha 137, III-B, b-12, Municipio de Chiscas. La mineralización se presenta en venillas verticales dentro de areniscas y arcillas de la Formación Capacho. Las venillas de 1 a 5 cm de espesor consisten de esfalerita, galena y calcopirita en una ganga de cuarzo lechoso y se presentan en una zona de fractura de unos 2 m de espesor. Esta mina fue objeto de una pequeña explotación con producción de unas pocas toneladas de mineral. Un análisis espectrográfico del mineral extraído muestra los siguientes valores en ppm: plata 70, cobre 5,000, plomo mayor de 5.000, y zinc mayor de 50.000.

6.1.2.6. El Escobal.- Plancha 153, I-D, d-3 NW, Municipio de La Uvita, Boyacá.

La mineralización se encuentra en una zona de falla dentro de areniscas de la Formación Capacho. Cuerpos lenticulares de esfalerita y galena se encuentran rellenando la zona de fractura. Unos 800 m al oeste siguiendo la dirección de la fractura se ven las calizas subyacentes mostrando algunos indicios de reemplazamiento por galena, esfalerita y algunos carbonatos. Se reportó una producción de 80 a 100 toneladas de mineral. La mina se encuentra abandonada.

6.1.3. HIERRO

6.1.3.1. Quebrada Aguacolorado.- Plancha 136, I-D, f-11, NW, Municipio de San José de Miranda, Santander.

Esta mineralización está 5 km al suroeste de San José de Miranda en la Quebrada Aguacolorado cerca a su nacimiento, sobre la ladera sureste del Alto El Laurel. En un afloramiento de la Formación Girón de unos 3 por 5 m ocurre hematita especular de tres filones que alcanzan hasta 15 cm de espesor y también como material cementante del conglomerado. Sin importancia económica.

6.1.3.2. Area de Sativa Norte.- En esta zona

los mantos de hierro oolítico se encuentran localizados en la parte inferior de la Formación Concentración del Terciario superior. El primero de los mantos reportados forma parte del flanco occidental del anticlinal de La Cucho y se extiende por unos 6 km con variación de espesor de 1 a 4 m. Parece ser la prolongación norte del manto de Coloradales. Un segundo manto se encuentra en la margen oeste del Río Chicamocha cerca al Caño de El Hato (152 - IV-C, c-7). Su posición es horizontal cubriendo un área de aproximadamente 1 km² y espesor variable de 1 a 4 m. En general estos depósitos fueron estudiados en detalle por personal de Acerías Paz de Río por lo que se creyó conveniente no llevar a cabo nuevos trabajos de prospección.

6.1.3.3. Area de Jericó.- Plancha 152, IV-A, c-15. Se localizó un manto de hierro oolítico dentro de la Formación Arcillas de

Socha del Terciario inferior. Esto es interesante ya que todo el hierro conocido en el área de Paz de Río, se encuentra en la Formación Concentración del Terciario superior. Sin embargo su corta extensión y escaso espesor limitan su potencial económico.

6.1.3.4. Area de San Mateo Quebrada El Bambacho.- Plancha 137, III-D, g-1. Municipio de San Mateo. El hierro oolítico, se encuentra localizado en la Formación Areniscas de Socha. Su espesor varía entre 0,3 m y 1 m y se pudo seguir a lo largo del rumbo por una distancia de 600 m. Como en el anterior, su extensión y espesor limitan su potencial económico.

6.2. MINERALES NO METALICOS

6.2.1. CALIZAS

En la Figura 2 se muestran las áreas donde afloran calizas. Los bancos de caliza de mayor espesor y más abundantes se encuentran dentro de las formaciones del Cretáceo, especialmente en el Tibú - Mercedes y Capacho. Algunos delgados bancos de calizas marmóreas se encuentran dentro de la Formación Floresta Metamorfoseada, al suroeste de Molagavita, y al este de Mogotes. A causa de los abundantes y grandes afloramientos de calizas en el área, no hay problemas de abastecimiento de este producto y por lo tanto los esfuerzos investigativos se dirigieron, hacia otros recursos necesarios y menos conocidos.

6.2.2. ROCA FOSFORICA

Dentro del Cuadrángulo I-13 se observaron delgadas capas de roca fosfórica en sedimentos del Cretáceo medio a superior especialmente en el Miembro Galembó de la Formación La Luna. Sin embargo tanto su poca extensión lateral como su escaso espesor y su bajo tenor de P_2O_5 , descartan por completo las posibilidades económicas de estas manifestaciones. Los mejores prospectos de roca fosfórica se hallan en la cuenca del Valle Medio del Magdalena y en la parte norte de la Cuenca de Maracaibo (CATHCART, J.B. y ZAMBRANO, F., 1967).

6.2.3. CARBON

Algunos mantos de carbón se presentan en sedimentos del Cretáceo superior en el área del Cuadrángulo I-13. Los más importantes y los cuales han sido objeto de alguna explotación se encuentran en los municipios de Molagavita y San José de Miranda.

6.2.3.1. Mina El Junco.- Plancha 136, I-D. Municipio de Molagavita. A la mina se llega por una carretera que une la cabecera municipal con el Corregimiento de El Junco y de ahí por carretable hasta cerca de la bocamina, situada en la Quebrada El Hornito.

Se presenta un manto de carbón antracítico, de lustre grasoso, fractura irregular, duro, intercalado dentro de shales carbonosos con numerosos nódulos de pirita de la Formación Colón - Mito Juan. Su espesor varía entre 1,60 y 2,20 m con rumbo N 35° W y buzamiento 61°NE. Se explota por sistema de túneles con una producción aproximada de 30 toneladas mensuales. Apto para coquearlo.

6.2.3.2. Mina La Carbonera.- Plancha 136, I-D, Municipio de San José de Miranda, Vereda Anchicuta (Moralito). A la mina se llega por un carretable que se desprende de la carretera que va de Capitanejo a San José de Miranda, en el punto La Curva, a una distancia aproximada de 3,5 km de este sitio.

Se presentan mantos de carbón con rumbo N35°E y buzamiento al noreste intercalados con arcillas y shales carbonosos del Colón - Mito Juan.

Existen dos socavones, uno de ellos se encuentra tapado por derrumbes, el otro tiene unos 10 m y sigue el rumbo de las capas. Actualmente los trabajos se encuentran paralizados.

6.2.3.3. Otras Localidades.- En la parte oriental del Cuadrángulo I-13 en varios sitios afloran mantos de carbón, algunos relacionados con la Formación Guaduas (Cretáceo superior a Terciario inferior) y otros

dentro de las formaciones terciarias, Arcillas de Socha y Concentración o en sus equivalentes de la Cuenca de Maracaibo, Los Cuervos y Carbonera.

En su mayoría se trata de mantos de poco espesor, entre 0,25 y 0,60 m aun cuando ocasionalmente pueden alcanzar hasta 1,20 m, que son explotados de una manera rudimentaria e intermitente. La producción de una pocas arrobas mensuales se utiliza en chircales y tejares y en menor proporción para el consumo doméstico.

Por las características anteriores, en la Plancha 1 y en la Figura 2, se han localizado, como afloramientos, los sitios donde se extrae el mineral (a pesar que para los habitantes de la región se trata de minas de carbón) y aquellos que no han sido objeto de explotación conocida. Los mantos en producción se encuentran cerca a los sitios de consumo y a las carreteras facilitando de esta manera su transporte.

En las cercanías de los municipios de Boavita y La Uvita, Restrepo, H. (1960) describe los mantos principales y da algunos datos de producción; para el resto de afloramientos no se obtuvieron datos de producción y por esta razón no se hace mención detallada de ellos.

6.2.4. ARENAS PARA CONSTRUCCION

Las arenas de río y las provenientes de areniscas friables suministran materia prima para la industria de la construcción. Prácticamente todos los municipios cuentan con una arenera que surte las necesidades locales, pero su explotación es en general intermitente de acuerdo a las demandas locales. Únicamente las canteras El Término, que abastecen el Municipio de Málaga, presentan una explotación continua.

6.2.4.1. Canteras El Término.- Plancha 136, II-A. Municipio de Concepción. Las canteras se encuentran localizadas en el kilómetro 8 sobre la carretera central del norte, entre las localidades de Málaga y Concepción.

Se encuentran arenas provenientes de areniscas de color gris de la Formación Aguardiente, bastante friables, de grano medio a grueso, en bancos de espesor superior a los 2 m y con pequeñas intercalaciones de shales micáceos de color negro. Se explotan a tajo abierto. La producción es de 200 toneladas por mes.

6.2.5. ARCILLAS PARA LADRILLOS Y TEJARES

Generalmente la arcilla se extrae de depósitos residuales provenientes de la desintegración de rocas sedimentarias. En muchos municipios existen pequeños chircales que suplen las demandas locales de ladrillo y teja para la industria de la construcción. Se destaca la cantera Los Chircales en el Municipio de Málaga que abastece en gran parte las necesidades del área de García Rovira.

6.2.5.1. Cantera Los Chircales.- Plancha 136, I-B, Municipio de Málaga. La cantera se encuentra a 1,5 km de la plaza principal por la carretera que va de Málaga a Pamplona.

Se presentan arcillas residuales con buena plasticidad y de color amarillento acumuladas en depresiones dentro de shales negros ferruginosos del Cretáceo superior. No se han calculado reservas y se explota en diversos sitios. Se mantiene en fosos con agua para aumentar su plasticidad; la arcilla resultante se utiliza en la fabricación de ladrillo, cuya producción es de 15.000 ladrillos cocidos al mes.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALBERDING, H., 1960.- *Structural pattern of the Caribbean, comparison with the flow of glaciers*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma), 44 (1): 111-112.
- ALVARADO, B. y SARMIENTO, R., 1944.- *Informe geológico sobre los yacimientos de hierro, carbón y caliza de la región de Paz de Río, Dpto. de Boyacá. Informe 468 (Inédito)*. Bogotá. Serv. Geol. Nal.

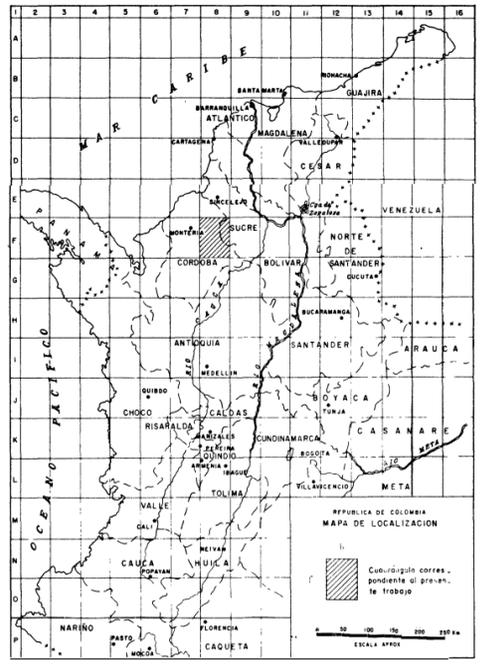
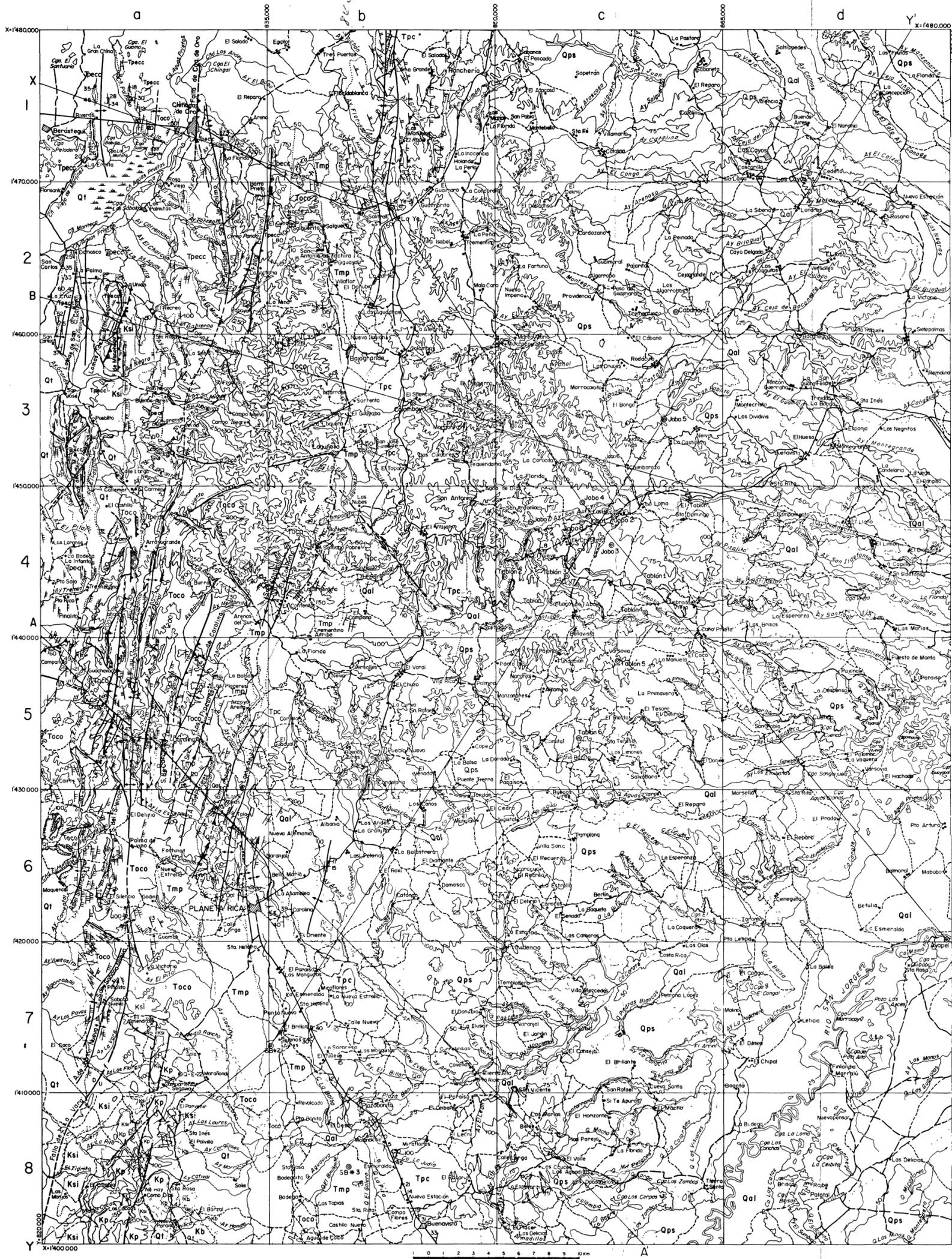
- BILLINGS, M.P., 1954.- *Structural Geology*. 2ed. New Jersey, Prentice - Hall, 514 p.
- BOTERO, R.G., 1950.- *Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo*: Comp. Est. Geol. Of. Col. (Bogotá) 6: 245-311.
- BURGL, H., 1961.- *Sedimentación cíclica en el Geosinclinal Cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia*: Bol. Geol. (Bogotá), 7 (1-3): 85-118.
- , 1964.- *El Jura-Triásico de Colombia*: Bol. Geol. (Bogotá). 12 (1-3), 5-31.
- CAMPBELL, C.J., 1965.- *The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting*: Caribbeans Geol. Conf. 4. Trinidad, 1965, W.I., 24 p.
- CASTER, K.E., 1939.- *A Devonian fauna from Colombia*: Am. Paleont. Soc. Bull. (Ithaca) 24 (83): 1 - 218.
- CATHCART, J.B. y ZAMBRANO, F., 1967.- *Roca fosfática en Colombia*: Bol. Geol. (Bogotá) 15 (1-3): 65 - 162.
- CEDIEL, F., 1968.- *El Grupo Girón, una Molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental*: Bol. Geol. (Bogotá) 16 (1-3): 5 - 96.
- , 1969.- *Geología del Macizo de Floresta (Nota explicativa a un mapa geológico)*: Congr. Col. de Geol. 1, Bogotá, p. 17 - 29.
- COMPTON, R.R., 1962.- *Manual of field geology*. New York, John Wiley and Sons, 378 p.
- DICKEY, P.A., 1941.- *Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia*: Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 25: 1789-1795.
- ETAYO, F., 1964.- *Posición de las faunas en los depósitos Cretácicos Colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 16/17: 142 p.
- GARNER, S.H., 1926.- *Suggested nomenclature and correlation of the geological formations of Venezuela*. Am. Inst. Min. Metall. Eng. Trans. (London) p. 677-684.
- HEDBERG, H.D., and SASS, L.C., 1937.- *Synopsis of the Gologic Formations of the western part of the Maracaibo Basin. Venezuela*: Bol. Geol. Min. (Caracas) 1 (2-4): 71-112.
- HETTNER, A., 1892.- *Die Kordillere von Bogotá*. Gotha, Determans Mitteil, Bd. 22, Ergänzungsheft 104, 131 p.
- HUBACH, E., 1930.- *Apreciación de los Llanos del Tolima y de sus tierras agrícolas según puntos de vista geológicos*. Bol. de Min. (Bogotá) 15:209-234.
- , 1931.- *Exploración de la región de Apulo-San Antonio-Viotá*. Bol. Min. Petr. (Bogotá) 4 (25-27): 41-60.
- , 1931a.- *Geología Petrolífera del Dpto. de Norte de Santander. Informe 176*. Bogotá. Serv. Geol. Nal. (Inédito).
- , 1945.- *La región de Panga Panga, al noreste de Choachí (Cundinamarca)*. Comp. Est. Geol. Ofic. Col. (Bogotá) 4: 11-12.
- , 1957.- *Contribución de las Unidades Estratigráficas de Colombia. Informe 1212 (Inédito)*. Bogotá. Inst. Geol. Nal.
- , 1957a.- *Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores*. Bol. Geol. (Bogotá) 5 (2): 93-112.

- INGEOMINAS, 1975.- *Mapa geológico del Cuadrángulo K-12, Guateque, Colombia*. Bogotá. Esc. 1:100.000.
- JARAMILLO, L., 1971.- *Informe sobre las manifestaciones de sulfuros de la Quebrada Cedrillal, Municipio de Coromoro, Departamento de Santander. Informe 1592* (Inédito). Bogotá. Ingeominas, 18 p.
- JULIVERT, M., 1958.- *La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 1: 7-44.
- , 1959.- *Geología de la Vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 3: 15-33.
- , 1960.- *Geología de la región occidental de García Rovira (Cordillera Oriental, Colombia)*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 5: 5-32.
- , 1961.- *Geología de la Vertiente oeste de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 8: 39-42.
- , 1961a.- *Las estructuras del Valle Medio del Magdalena y su significación*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 6: 33-52.
- , 1962.- *Estudio sedimentológico de la parte alta de la Formación Guadalupe al este de Bogotá (Cretácico superior)*: Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 10: 25-48.
- , 1963.- *Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formación de las estructuras*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 13/14.
- JULIVERT, M., BARRERO, D. y NAVAS, J., 1964.- *Geología de la Mesa de Los Santos*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 18: 5-11.
- JULIVERT, M. et al., 1968.- *Lexique Stratigraphique International, Amerique Latine*: Centre Nat. Res. Scient. (París) 5, Fasc. 4a, Colombie (Premiere partie) 651 p.
- KERR, P.F., 1959.- *Optical Mineralogy*. New York. McGraw Hill, 442 p.
- LANGENHEIM, J.H., 1960.- *Late Paleozoic and Early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Girón Formation*: Bol. Geol. (Bogotá) 8 (1-3): 95-132.
- LANGENHEIM, R.L., Jr., 1954.- *Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. Informe 1011*. Bogotá. Inst. Geol. Nal. (Public. en Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. Bucaramanga, 3: 35 - 40).
- MILLER, J., 1962.- *Tectonic trends in Sierra de Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 46: 1565-1595.
- MOODY, J.D., and HILL, M.J., 1956.- *Wrench fault tectonics*: Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 67: 1207-1246.
- MORALES, L.G., et al, 1958.- *General Geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia*. (In Habitat of oil a symposium) Am. Assoc. Petr. Geol. p. 641-695.
- MORALES, P.A., 1965.- *A contribution to the knowledge of the Devonian faunas of Colombia*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 19: 51-111.
- NAVAS, J., 1963.- *Estudio estratigráfico del Girón al oeste del Macizo de Santander*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 12: 19-33.
- NOTESTEIN, F.B., HUBMAN, C.W. and BOWLER, J.W., 1944.- *Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America*. Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder, Colorado) 55: 1165-1216.
- OPPENHEIM, V., 1940.- *Jurassic-Cretaceous (Girón) beds in Colombia and Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 24: 1611-1619.
- RAASVELDT, H.C., 1956.- *Fallas de rumbo en el nordeste de Colombia*. Rev. del Petr. (Bogotá) 7 (64): 19-26.

- RENZONI, G., 1962.- *Apuntes de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá*. Bol. Geol. (Bogotá) 10 (1-3): 59-79.
- , 1967.- *Geología del Cuadrángulo J-12. Informe 1546*. Bol. Geol. (Bogotá) 24 (2): 18.
- RESTREPO, H., 1960.- *Reconocimiento geológico de la región de Boavita - La Uvita, Departamento de Boyacá*. Bol. Geol. (Bogotá) 8 (1-3): 133 - 168.
- RICHARDS, H.G., 1968.- *Cretaceous section in Barco area of northeastern Colombia*: Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 52 (12): 2324 - 2336.
- ROD, R. and MAYNC, W., 1954.- *Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 38 (2): 193-283.
- , 1956.- *Strike-slip faults of northern Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 40 (3): 457-476.
- ROYO Y GOMEZ, J., 1942.- *Fósiles Devónicos en Floresta (Departamento de Boyacá)*. Comp. Est. Geol. Ofic. Colombia (Bogotá) 5: 389 - 395.
- SALVADOR, R., 1961.- *Guidebook to the Geology of Northeastern Trujillo*. Guidebook 3. Soc. Venez. Occid. Caracas.
- SARMIENTO, R., 1950.- *Canal de irrigación de Capitanejo, Departamento de Santander*. Comp. Est. Geol. Ofic. Col. (Bogotá) 8: 175-203.
- SIEVERS, W., 1888.- *Die Cordillere von Merida, nebst Bemerkungen über das karbische Gebirge*. Geogr. Abhandl. (Penk) 3 (1): 1-232.
- STIBANE, F. y FORERO, A., 1969.- *Los afloramientos del Paleozoico en la Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander del Sur)*. Geol. Col. (Bogotá) 6: 31-66.
- SUTTON, F.A., 1946.- *Geology of the Maracaibo Basin, Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 30: 1621-1741.
- TABORDA, B., 1965.- *Guidebook to the geology of the Demates Concession*. Col. Soc. Petr. Geol. and Geoph. (Bogotá) 25 p.
- TELLEZ, N., 1964.- *Geología de la Mesa de Barichara*. Bol. de Geol. Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga) 18: 12-21.
- TRAVIS, B.R., 1955.- *Classification of Rocks*. Quarterly of the Colorado School of Mines (Denver, Colorado) 50 (1): 1-11.
- TRUMP, G.W., and SALVADOR, A., 1964.- *Guidebook to the geology of western Táchira*. Assoc. Venez. de Geol. Min. y Petr. (Caracas): 25 p.
- TRUMPY, D., 1943.- *Pre-Cretaceous of Colombia*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 54: 1281-1304.
- TURNER, F.J., 1968.- *Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects*. New York. McGraw-Hill, 403 p.
- ULLOA, C. et al., (En imprenta). *Geología del Cuadrángulo J-13, Sogamoso*. Ingeominas, Bogotá.
- VAN DER HAMMEN, Th., 1954.- *El desarrollo de la flora colombiana en los periodos geológicos I: Maestrichtiano hasta Terciario más inferior (una investigación palinológica de la Formación Guaduas y equivalentes)*. Bol. Geol. (Bogotá) 2 (1): 49-106.

- , 1957.- *Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental)*. Bol Geol. (Bogotá) 5 (2): 189-203.
- , 1958.- *Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos*. Bol. Geol. (Bogotá) 6 (1-3) 67-128.
- WARD, D.E., et al., 1971.- *Recursos minerales de parte de los departamentos de Norte de Santander y Santander*. Bol Geol. (Bogotá) 18 (13): 140 p.
- , (En imprenta). *Geología de los cuadrángulos H-12 y H-13, parte nor-oriental del Departamento de Santander*. Inst. Nal. de Inv. Geol. Min.
- WINKLER, H.G., 1967.- *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2ed. New York. Springer Verlag, 237 p.
- YOUNG, G.A., et al., 1956.- *Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos*. Bol. de Geol. (Caracas). Publ. Esp. 2: 140.

* * *



LEYENDA

C A N S O N A	TUBARA	C A R M E N				PLEISTO. CENO. HOLOCENO	E o o s s	C i á s i c a s
		Superior	Medio	Inferior	Superior			
Qal								Aluviones
Qi								Sedimentos no consolidados
Qps								Formación Sinclejo
Tpc								Formación Cerrito
Tpa								Calizas de Lama Azul
Tmp								Formación Parquera
Toco								Formación Ciénaga de Oro
Tpe-al								Formación San Cayetano Superior
Tpe-c								Miembro Areniscas de Tremolino Miembro Conglomerados de El Curial
Ksi								Formación San Cayetano Inferior
Kb								Basaltos de Nuevo Paraiso
Kp								Peridotitas de Planeta Rica

Convenciones

FALLAS

- Normal
- De Rumba
- De Cabalgamiento
- Inferidas

ESTRUCTURAS DE PLEGAMIENTO

- Eje Sinclinal
- Eje Anticlinal

RUMBOS Y BUZAMIENTOS MEDIDOS EL CAMPO

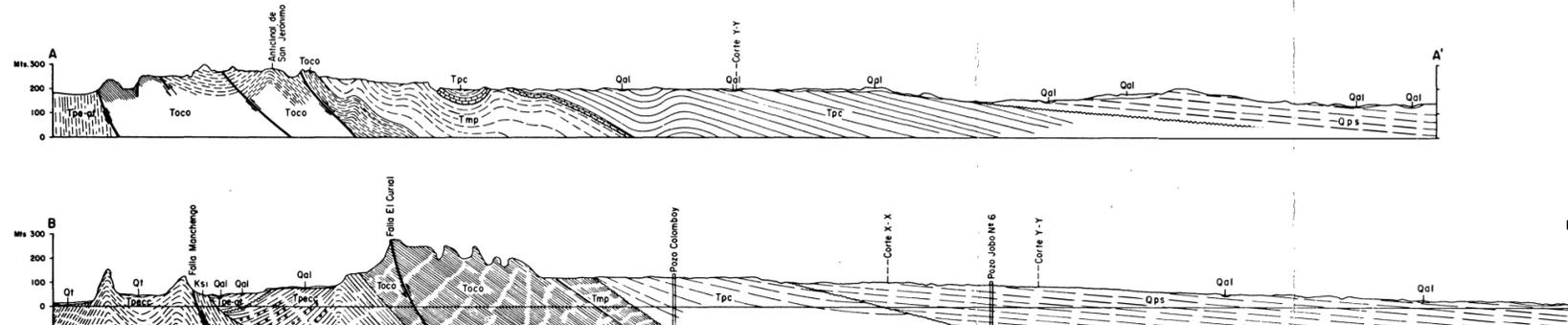
- Inclinados

RUMBOS Y BUZAMIENTOS DE FOLIACION DE ROCAS METAMORFICAS

- Inclinados

RUMBOS Y BUZAMIENTOS FOTOGEOLOGICOS

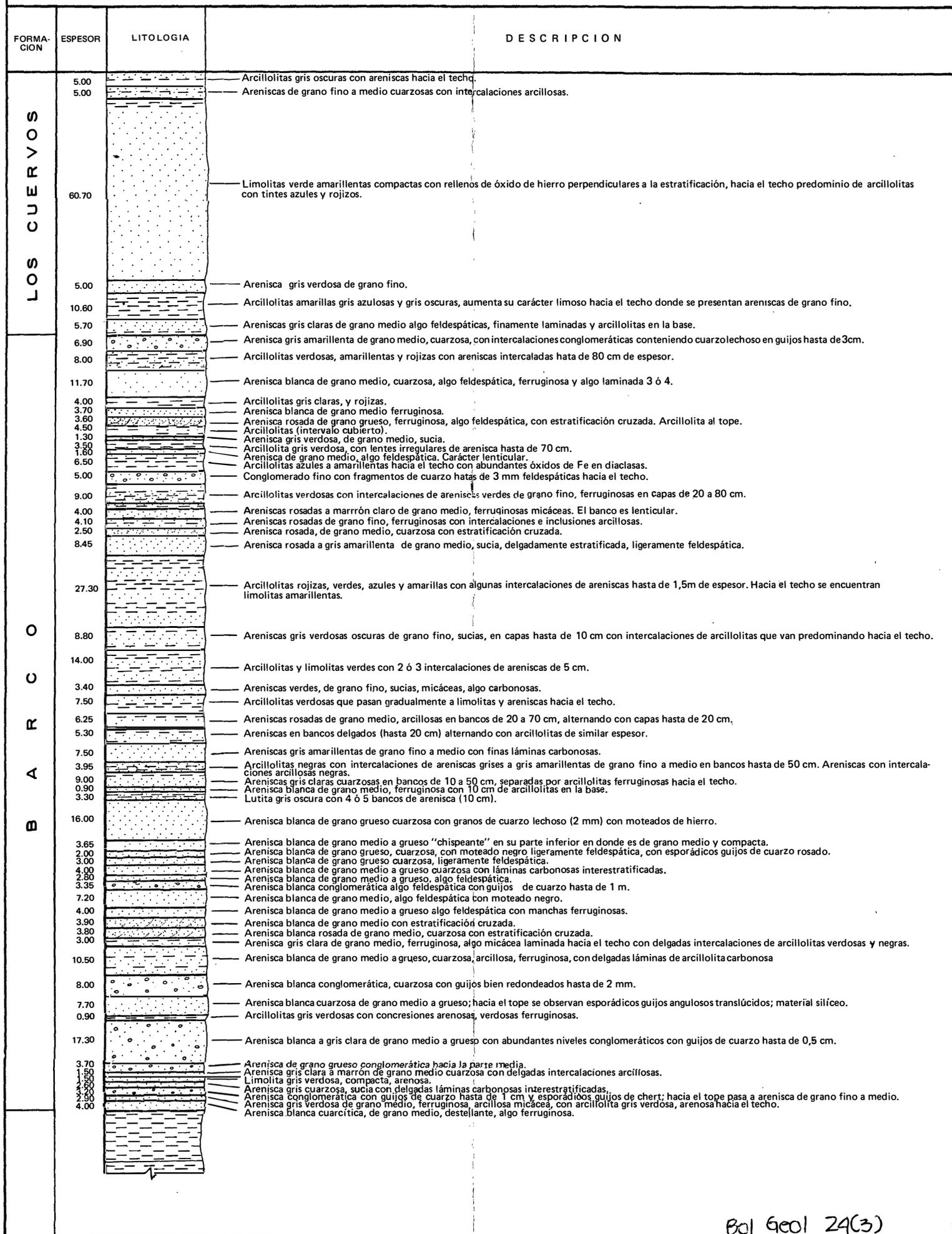
- Entre 0° y 15°
- Entre 15° y 30°
- Entre 30° y 45°



Boletín Geol.
Vol. 24 #1

Por: N. Téllez I. y R. Vargas H.
 Con la colaboración de: C. Ropain, A. Gómez, A. Buitrago y C. Ortega

0 10 20 30 40 50 100 Mts.



SECCION ESTRATIGRAFICA DEL CRETACEO Y Terciario EN LA CONFLUENCIA DEL RIO SERVITA CON EL CHICAMOCHA

PLANCHA 2B

Por: N. Téllez I. y R. Vargas H.
Con la colaboración de: C. Ropaín, A. Gómez, A. Buitrago y C. Ortega

0 10 20 30 40 50 100 Mts.

FORMACION	ESPESOR	LITOLOGIA	DESCRIPCION
	20.00		Lutitas grises en la base y amarillentas hacia el techo.
	18.70		Lutitas y limolitas verdosas en partes muy arenáceas y micáceas. Hay algunos bancos de arenisca verdosa micácea.
	1.40		Arenisca blanca de grano medio a grueso, cuarzosa.
	6.00		Lutitas grises a gris verdosas algo moradas hacia el techo, arenosas.
	2.60		Areniscas verdosas de grano fino, sucias, bastante muscovíticas, en bancos de 40 cm.
	6.00		Lutitas verdosas, arenosas parcialmente cubiertas
	2.00		Areniscas verdosas de grano fino, sucias, arcillosas compactas, en bancos delgados (hasta de 25 cm) algo micáceas.
	4.90		Arcillolitas gris verdosa arenáceas.
	8.00		Alternancia de areniscas verdes muy micáceas y algo arcillosas con arcillas de color verdoso claro, algo laminadas arenosas.
	3.00		Areniscas grises a gris verdosas de grano medio, sucias muy micáceas.
	35.00		Lutitas grises, moradas y azulosas, en partes algo limosas y de tonos amarillentos.
	1.00		Areniscas grises de grano medio, compactas, en partes muy arcillosas, en delgados bancos.
	30.00		Lutitas gris azulosas y moradas con intercalaciones de areniscas hacia la base, micáceas, sucias, en bancos hasta de 15 cm.
	1.00		Arenisca verdosa, de grano medio, micácea sucia y algo calcárea.
	8.35		Lutitas grises y moradas. En la base arenisca verdosa (35 cm) de grano fino a medio, sucia, arcillosa, algo calcárea, superpuesta e infrayada por limolitas verdes muy arenáceas.
	15.00		Lutitas moradas y azulosas y ligeras intercalaciones de limolitas amarillentas, sobre todo en el techo.
	1.00		Limolitas amarillentas, algo compactas, a veces casi una arenisca.
	6.30		Arenisca arcillosa blanca, de grano fino, suelta y capas de arenisca gris verdosa clara de grano medio, compacta algo calcárea y areniscas gris verdosas, de grano medio, sucias, en el techo.
	20.00		Lutitas y limolitas gris verdosas a gris oscuras a veces algo azulosas. En el techo una arcillolita blanca muy arenosa.
	2.00		Lutita limosa de color gris verdoso amarillento.
	3.10		Arenisca gris clara de grano fino a medio, sucia, algo ferruginosa y algo micácea. Hacia el techo se pasa a una arenisca blanca, muy arcillosa, suelta.
	20.00		Lutitas verde azulosas y grises con esporádicas intercalaciones de limolitas verdes compactas.
	1.50		Arenisca gris de grano muy fino, arcillosa algo calcárea, pasa hacia arriba a limolita verde.
	4.90		Lutitas verdosas con algunas intercalaciones de limolita verde compacta. En la base arenisca verde muy arcillosa, micácea y ferruginosa.
	13.00		Lutita gris, gris azulosa y gris verdosa con zonas limosas.
	2.30		Arenisca verdosa de grano medio a grueso carbonosa con moteados ferruginosos en capas de 10 cm.
	6.80		Lutita gris a veces carbonosa, azulosa clara hacia el techo. En la base arenisca gris oscura (40 cm) micácea, muy sucia y ferruginosa.
	6.30		Lutitas grises a veces muy carbonosas con una capa de 20 cm de arenisca muy ferruginosa. En la base lutita muy arenosa, pasando localmente a arenisca de tintes rosados con mucho yeso.
	3.80		Lutita gris oscura muy carbonosa en la base. Hacia la base arenisca (80 cm) de color rosado de grano medio, suelta, sucia, ferruginosa y micácea.
	10.40		Lutitas negras y grises con algunas capas delgadas de arenisca ferruginosa (de 30 cm) localmente carbonosa. En la base arenisca muy ferruginosa, sucia (60 cm).
	4.60		Lutita gris oscura con láminas de yeso e intercalaciones de capas limoníticas delgadas. En el techo mantos delgados de arcilla muy carbonosa. Presenta mucho hierro en las diaclasas.
	1.95		Lutita gris oscura muy carbonosa hacia el techo y con algunas laminillas de yeso. En el techo arenisca gris oscura muy arcillosa, sucia y ferruginosa (20 cm)
	3.50		Lutita gris intercalada con limolita verdosa.
	1.30		Arenisca gris oscura a carmelita, de grano fino, con cantos hasta de 3 cm, muy redondeados de arenisca ferruginosa, presenta inclusiones carbonosas y hierro abundante en diaclasas.
	2.70		Lutitas grises oscuras con una capa muy delgada (10 cm) de lutita muy carbonosa y con láminas de yeso. Hacia el techo hay algunas intercalaciones de arenisca muy ferruginosa en lechos de 5 a 10 cm.
	8.55		Limolita gris verdosa amarillenta con bastante contenido de hierro en las diaclasas, algo compacta a veces formando capas delgadas.
	4.50		Arenisca gris de grano fino a medio, sucia, arcillosa, con delgadas intercalaciones de arcillolita gris oscura. Compacta y ligeramente calcárea hacia el techo.
	2.30		Lutita gris azulosa. Hacia el techo una capa de carbón de 3 cm. En la base arenisca gris oscura de grano fino, algo micácea, ferruginosa con hierro en las diaclasas en bancos separados por lutitas laminadas (4 cm).
	6.10		Alternancia de lutitas, limolitas y areniscas oscuras con una capa de limolita verde con oolitos de hierro hacia la base.
	2.00		Lutitas grises y arenisca de grano fino y ferruginosa, en bancos delgados.
	4.50		Lutita gris azulosa. Hacia el techo arenisca gris oscura muy fina, sucia, finamente laminada en 2 bancos iguales separados por lutitas laminadas (3 cm), algo micáceas (70 cm).
	4.80		Arcilla limosa amarillenta y verdosa con hierro oolítico más o menos abundante. Se encontraron rellenos de arenisca muy ferruginosa en diaclasas perpendiculares a la estratificación.
	5.50		Lutita gris oscura en la parte inferior. En la base, arenisca gris oscura (70 cm) de grano fino, algo micácea, compacta, con restos de plantas. Tiene forma de lentejón.
	3.80		Lutitas limosas gris verdosas a gris oscuras. En la base limo amarillo verdoso con oolitos de hierro.
	8.00		Lutita gris oscura y a veces azulosa, con hierro en las fracturas.
	15.50		Lutitas amarillos verdosas, limosas, compactas, con oolitos de hierro y muchas laminillas de hierro en fracturas irregulares y cantos esporádicos de arcillolita negra laminada en la base (2 m).
	8.00		Lutitas verdosas con intercalaciones de arenisca verdosa. Los 2 m inferiores son lutitas y luego hay alternancia llegando a predominar a veces las areniscas.
	10.50		Lutitas verdosas con intercalaciones abundantes de arenisca verde de grano fino, micácea arcillosa.
	4.00		Limolitas y lutitas verdosas, muy arenáceas con intercalaciones de areniscas verdosas a gris verdosas, finamente laminadas, de grano fino en bancos de 10 a 20 cm.
	3.76		Areniscas con intercalaciones delgadas de arcillas, en unos diez bancos, hacia el techo son grises, verdosas, ferruginosas.
	3.00		Arenisca de tonos claros, de grano grueso con guijos de arcilla. En el techo, arenisca con intercalaciones delgadas de lutita que divide el banco en delgadas capas (40 cm).
	9.40		Arenisca de grano grueso, algo suelta de tonos claros con estratificación cruzada. En la base arenisca de grano medio a grueso, sucia ferruginosa (70 cm) con guijos de arcilla verde.
	10.00		Arenisca gris a gris verdosa de grano medio con estratificación cruzada y guijos de arcilla verdosa hasta de 3 cm con finas intercalaciones de lutitas laminadas muy ferruginosas; en la base limolita arenosa (25 cm), verde en finas láminas.
	5.80		Arcillolitas gris claras amarillentas y azulosas con un nivel intermedio de arenisca muy ferruginosa.
	5.85		Arenisca de color ante de grano medio, ferruginosa hacia el techo, en bancos que varían entre 10 y 50 cm de espesor.
	2.60		Arenisca gris amarillenta de grano fino a medio algo sucia con delgadas intercalaciones de lutita negra laminada.
	7.60		Arenisca verdosa amarillenta de grano fino a medio, cuarzosa, compacta, con estratificación cruzada.
	3.40		Arenisca amarillenta a verdosa de grano fino a medio, compacta, cuarzosa, en bancos de 20 a 50 cm (2,60 m). Se observa finamente laminada hacia el techo y la base.
	6.00		Arenisca gris verdosa a amarillenta, de grano fino a medio, compacta con mica. En la base arenisca de grano medio a grueso, presentándose en lentajones de espesor variable.
	7.50		Arenisca gris clara de grano medio a grueso, con finos guijos de arcilla gris verdosa, en la base algo suelta y amarillosa, en el medio más compacta y en el techo cuarzosa, ferruginosa y compacta.
	2.20		Arenisca gris verdosa de grano fino a medio, a grueso, sucia con fina laminación y delgadas intercalaciones de lutita laminada que divide el banco en finas capas.
	5.15		Arenisca de grano fino a medio muy arcillosa en la base que cambia lateralmente a lutita negra laminada. En el techo presenta estratificación cruzada.
	5.25		Arenisca gris verdosa de grano fino micácea y algo arcillosa en los planos de estratificación, con delgada intercalación de lutitas negras (15 cm) hacia la parte inferior.
	3.50		Lutitas grises y negras laminadas, intercaladas con arenisca gris verdosa, de grano medio, algo micácea.
	3.60		Lutitas negras laminadas con algunas intercalaciones de limolita gris oscura compacta.
	1.30		Arcillolita morada con fractura concoidea. En el techo arenisca gris verdosa de grano fino, sucia con impregnaciones asfálticas (60 cm).
	8.00		Arenisca gris crema de grano fino a medio muy ferruginosa algo teldeespática.
	9.45		Arcillolita verdosa, hacia el techo morada, con fractura concoidea.
	1.40		Lutita negra laminada con algunas intercalaciones de areniscas (de 10 a 20 cm) de grano fino con laminación carbonosa y algunos restos de arcilla negra, en el techo arenisca gris oscura de grano fino (45 cm), algo micácea, finamente laminada.
	5.30		Arenisca clara de grano fino a medio con laminación fina, localmente yeso y muscovita en los planos de estratificación. En el techo lutita negra laminada (30 cm).
	6.80		Arenisca gris clara de grano medio a grueso con finos guijos verdosos de arcilla, algo ferruginosa. Presenta a veces laminaciones y en el techo lutita laminada negra.
	4.60		Arenisca gris con estratificación cruzada, grano medio, cuarzosa, sucia. Hacia el techo se observa laminación, junto a una arenisca oscura muy arcillosa en su parte superior, con fractura esterooidal.
	38.70		Capa fosilífera (ostreas?). Los fósiles muy alterados.
	11.85		Lutita gris clara algo ferruginosa, en bancos que oscilan de 1 a 1,50 m de espesor, intercalada con capas de caliza gris oscura fosilífera en bancos de 30 a 50 cm de espesor. Hacia el techo presenta pequeñas láminas de yeso en los planos de fisura.
	4.30		Caliza gris oscura con una intercalación (3,2 m) de lutita gris con yeso relleno de fracturas en la parte media. La parte basal de la caliza es fosilífera.
	67.10		Lutita negra arenosa, intercalada con bancos de caliza gris oscura con lamelibranchios y ostracodos en bancos de 1 m. Las lutitas disminuyen de espesor hacia el techo y se tornan algo ferruginosas. Las intercalaciones de caliza son más frecuentes y aparecen capas de lutitas no calcáreas. En la base presentan láminas de yeso y son menos ferruginosas.
	22.80		Lutitas negras arenosas, laminadas en la base y algo masivas en la parte superior intercaladas con bancos de arenisca gris oscura de grano fino, algo calcárea se observan venas de calcita perpendiculares a los planos de estratificación. En la base, caliza fosilífera (80 cm) gris oscura con yeso en los planos de fractura.
	2.60		Lutitas negras arenosas, bien laminadas en la base y algo masivas, en el techo muscovíticas. En la base caliza gris oscura fosilífera. Presenta calcita en las fisuras.
	7.25		Lutita gris clara, laminada, muscovítica, intercalada con bancos de calizas arenosas fosilíferas que oscilan entre 10 y 30 cm de espesor. Las lutitas presentan dentro de los planos de fracturas laminillas de yeso. Las calizas presentan calcita secundaria.
	5.30		Arenisca gris oscura compacta, de grano fino en bancos de 20 a 30 cm de espesor, intercalada con arcilla negra bien laminada en bancos de 10 a 30 cm de espesor. Tanto las areniscas como las lutitas tienen venas de calcita secundaria. En la base un nivel de caliza (70 cm) gris, fosilífera, compacta.
	3.90		Lutita negra laminada que presenta hacia la parte superior tres niveles de calizas fosilíferas con espesor entre 5 a 20 cm. Las calizas dentro de los planos de fractura presentan calcita secundaria.
	8.10		Caliza gris oscura con ostracodos cuya compactación es menor en la base y mayor en el techo; en este disminuye el contenido fosilífero. En los planos de fractura hay bandas de calcita.
	6.05		Lutita gris clara, algo ferruginosa, en bancos que oscilan de 1 a 1,50 m de espesor, intercalada con capas de caliza gris oscura fosilífera en bancos de 30 a 50 cm de espesor. Hacia el techo presenta pequeñas láminas de yeso en los planos de fisura.
	2.60		Caliza fosilífera (ostreas?). Los fósiles muy alterados.
	2.65		Lutita gris clara algo ferruginosa con concreciones de 1 a 5 cm que se hacen calcáreas hacia el techo.
	11.00		Arenisca gris oscura, grano fino, no calcárea, con nódulos silíceos, no mayores de 5 cm de diámetro. Las areniscas se hallan en capas de 20 a 80 cm son levemente calcáreas en la parte superior.
	13.00		Lutita negra finamente laminada. En la parte media se hallan intercalaciones de areniscas grises, sucias de grano fino cuyo espesor es de 10 cm.

SECCION ESTRATIGRAFICA DEL CRETACEO Y TERCIARIO EN LA CONFLUENCIA DEL RIO SERVITA CON EL CHICAMUCHA

PLANCHA 2D

Por: N. Téllez I. y R. Vargas H.
Con la colaboración de: C. Ropain, A. Gómez, A. Buitrago y C. Ortega

0 10 20 30 40 50 100 Mts.

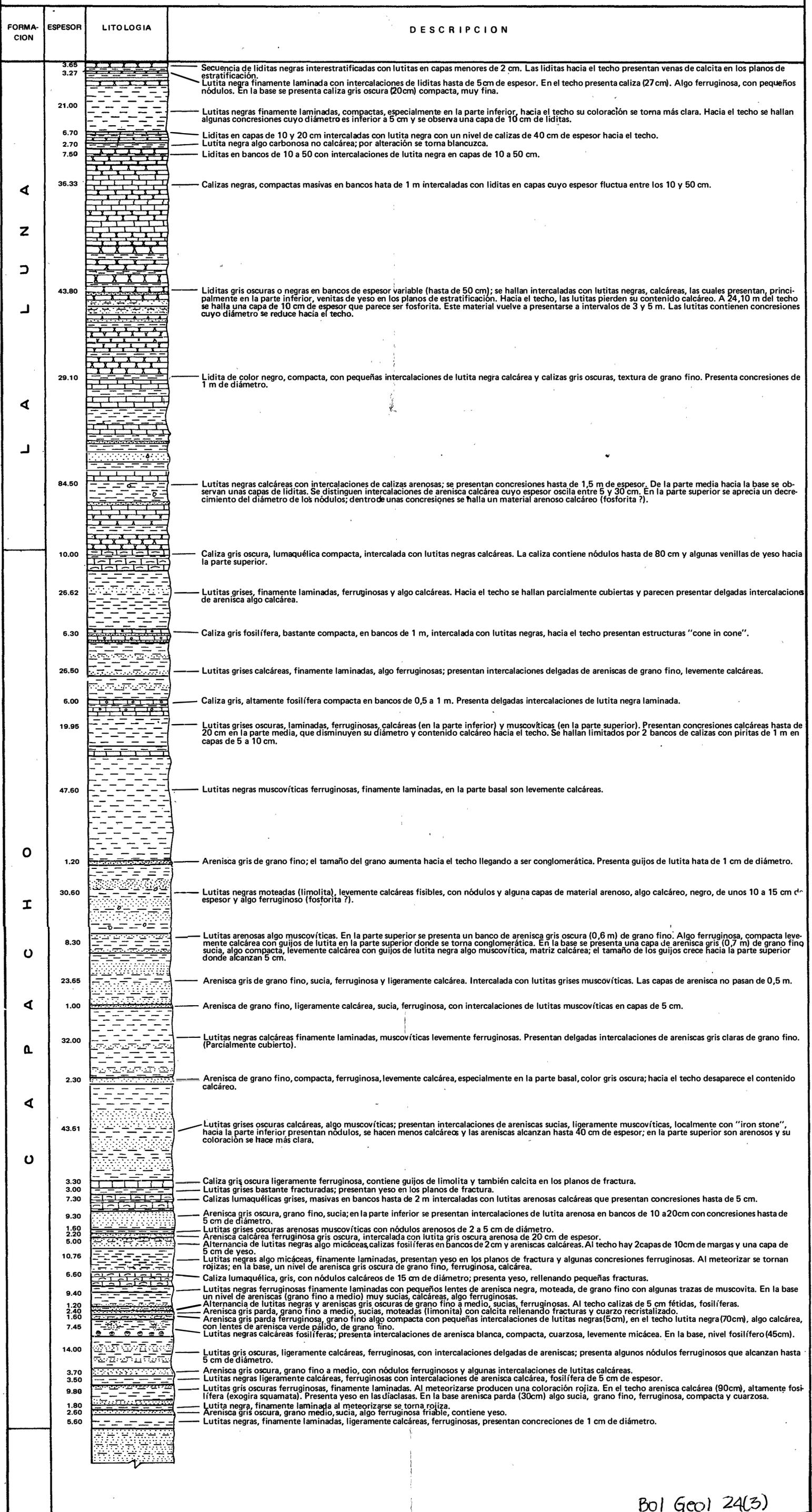
FORMACION	ESPESOR	LITOLOGIA	DESCRIPCION
E T N E I D R A U G A	15.30		Arenisca gris clara de grano fino, en bancos de 0,4 a 2,3 m alternando con lutitas negras muscovíticas.
	7.00		Arenisca gris clara, compacta, cuarzosa, con delgadas intercalaciones de lutitas.
	3.50		Arenisca de grano variable, hacia el techo se hace conglomerática, compacta, presenta óxidos de hierro.
	14.00		Arenisca gris clara de grano fino a medio, con estratificación cruzada, con intercalaciones de 2 a 10 cm de lutitas negras.
	2.15		Lutitas negras interestratificadas con capas de 2 a 5 cm de arenisca gris y grano fino.
	15.00		Arenisca blanca cuarzosa, de grano fino a medio en bancos de 0,01 a 1 m de espesor, con intercalaciones de lutitas negras muscovíticas.
	4.00		Lutitas negras laminadas interestratificadas con arenisca gris clara de grano fino.
	2.40		Arenisca gris clara de grano fino a medio, cuarzosa.
	13.50		Arenisca gris clara de grano fino, cuarzosa, compacta interestratificada, con lutitas negras muscovíticas.
	16.00		Arenisca gris clara a blanca de grano fino que aumenta hacia la parte inferior; cuarzosa, presenta delgadas intercalaciones de 10 a 40 cm de lutitas muscovíticas.
	10.80		Arenisca blanca de grano fino a medio, limpia, masiva, compacta, presenta estratificación cruzada.
	15.60		Arenisca blanca de grano fino, a veces llega a ser conglomerática, cuarzosa, masiva, compacta, en bancos de 1 a 4 m con intercalaciones de lutita negra muscovítica.
	9.60		Lutita gris negra, muscovítica, carbonosa, con delgadas intercalaciones de arenisca de grano fino a grueso, limpia.
	5.50		Arenisca blanca de grano fino a grueso, cuarzosa, limpia, masiva, con estratificación cruzada.
	4.50		Lutitas negras muscovíticas con óxidos de hierro en los planos de estratificación; concreciones arenosas de 0,3 m.
	9.80		Arenisca de grano fino con estratificación cruzada. En la base se hace conglomerática.
	20.10		Arenisca blanca de grano medio a grueso, cuarzosa en bancos de 1 a 4 m con estratificación cruzada. Hacia la base el tamaño del grano se reduce hasta fino.
	5.90		Arenisca gris clara de grano fino a grueso, en bancos de 0,1 a 1 cm interestratificada con lutita negra muscovítica.
	2.70		Arenisca de grano medio, sucia, bastante cuarzosa.
	11.70		Arenisca de grano fino, limpia, cuarcítica, muscovítica, con óxidos de hierro en los planos de fractura. En la base lutitas negras (50cm) con pequeñas intercalaciones de arenisca sucia de 2 a 3 cm de espesor.
	21.00		Arenisca cuarzosa de grano fino, compacta, presenta cierta alteración ferruginosa en los planos de fractura. En la parte intermedia existen dos bancos de lutita arenosa muscovítica de 30 cm de espesor. Hacia el techo la estratificación cruzada es más acentuada.
	2.20		Lutitas carbonosas, muscovíticas, finamente laminadas muy lajasas.
	1.70		Arenisca blanca de grano medio a grueso, cuarzosa, compacta, muscovítica, ferruginosa hacia el techo.
	8.20		Lutita carbonosa muscovítica, finamente laminada. Presenta delgadas intercalaciones de areniscas de 2 cm.
	6.00		Arenisca limpia, grano medio a grueso, compacta, presenta cuarzo recristalizado y material ferruginoso en fracturas. Al techo presenta lentes de arenisca y delgadas intercalaciones de lutitas.
	8.50		Alternancia de lutitas negras, finamente laminadas, ferruginosas; el contenido arenoso aumenta hacia el techo, presentándose capas de arenisca de 5 a 25 cm bastante micáceas y sucias.
	2.35		Arenisca de grano medio, bastante muscovítica, compacta con una intercalación de lutita arenosa, muscovítica, lajosa con óxido de hierro.
	13.60		Arenisca blanca de grano fino limpia, compacta cuarzosa, presenta estratificación cruzada y una intercalación de lutita negra muscovítica de 10cm de espesor.
	5.40		Arenisca de grano fino, muscovítica, finamente laminada, carbonosa hacia la parte superior; presenta intercalaciones de lutita gris cuyo espesor no pasa de 2 cm.
	7.40		Arenisca blanca de grano fino, cuarzosa, dura, limpia, masiva, en la base presenta cuarzo recristalizado; el grano aumenta hasta hacerse conglomeráceas (10 cm).
	7.70		Alternancia de arenisca blanca a gris y lutita finamente laminada muscovítica en bancos de 10 cm. En la base, arenisca grisácea (70cm), cuarzosa.
15.00		Arenisca de grano fino, muy limpia, compacta, masiva, localmente conglomerática con estratificación cruzada en bancos hasta de 1 m. En la parte media presenta delgadas intercalaciones de lutitas negras micáceas.	
4.70		Lutita arenosa en capas de 5 y 20 cm. En la parte superior un banco delgado de arenisca muscovítica.	
14.70		Arenisca blanca de grano fino a medio, cuarzosa, dura, muscovítica, con estratificación cruzada.	
3.50		Arenisca gris de grano fino muscovítica, interestratificada con lutitas en bancos de 0,1 a 2 cm.	
31.60		Arenisca blanca de grano fino, cuarzosa, localmente conglomerática, con estratificación cruzada en bancos de 0,25 a 3 m.	
6.00		Lutitas negras finamente laminadas y muscovíticas.	
4.50		Arenisca blanca de grano fino, compacta, cuarzosa y muscovítica en bancos de 70 cm.	
1.60		Lutitas negras muscovíticas, hacia la base se presentan concreciones ferruginosas.	
17.60		Arenisca blanca de grano medio a grueso, cuarzosa compacta, con estratificación cruzada, en partes conglomerática. Ferruginosa hacia el techo.	
4.95		Lutitas negras muscovíticas con delgadas intercalaciones de areniscas ferruginosas de grano fino.	
8.10		Arenisca blanca de grano fino, limpia, muscovítica en bancos de 0,3 y 1 m. Los bancos se adelgazan hacia el techo y la base, logrando su máximo espesor en la parte media.	
8.00		Lutitas negras carbonosas, con intercalaciones de 20 cm de areniscas sucias. En la base areniscas blancas de grano fino, cuarzosas (1m) limpias, duras y compactas.	
3.39		Lutitas negras, muscovíticas intercaladas con arenisca ferruginosa muscovítica. Se observa calcita secundaria en los planos de estratificación.	
2.25		Alternancia de arenisca blanca de grano medio, cuarzosa, ligeramente ferruginosa. En la base alternancia de areniscas cuarzosas y lutitas negras (75cm) arenosas y muscovíticas.	
16.90		Arenisca blanca de grano fino a medio, limpia, compacta, cuarzosa, muscovítica; el tamaño del grano aumenta hacia el techo, haciéndose algo friable.	
6.45		Arenisca blanca conglomerática, bastante cuarzosa y con óxidos de hierro. En el techo aumenta la compactación y disminuye el tamaño del grano.	
2.95		Conglomerado cuarzoso friable, granos angulares subredondeados, mayores a 3mm de diámetro. Hacia el techo el tamaño del grano disminuye.	
18.25		Arenisca blanca de grano medio a grueso, compacta, limpia, muscovítica, con estratificación cruzada; presenta grano fino en la parte media.	
2.90		Lutitas negras arenosas, algo deleznable con trazas de muscovita. En la base arenisca gris clara de grano fino (1,1m) poco compacta, muscovítica.	
8.60		Alternancia de lutitas grises oscuras, arenosas muscovíticas y areniscas grises de grano fino a grueso, cuarzosas, sucias con óxidos de hierro, en bancos de 10 y 20 cm en forma de lentejones.	
5.45		Alternancia de areniscas grisáceas, grano fino, en bancos de 5 cm y lutitas arenosas muscovíticas, finamente laminadas. En la parte media lutitas arenosas (1,65m) muscovíticas. Hacia el techo arenisca (1m) de grano fino a grueso con óxidos de hierro en el techo.	
7.20		Arenisca blanca conglomerática, bastante compacta, limpia en la base, muscovítica y muy cuarzosa. Al techo se hace menos compacta; presenta 2 bancos de 20 cm de arenisca friable.	
1.75		Alternancia de areniscas sucias grisáceas en bancos delgados y lutitas negras arenosas, finamente laminadas.	
10.20		Arenisca blanca de grano fino a medio, muy compacta, grano subredondeado.	

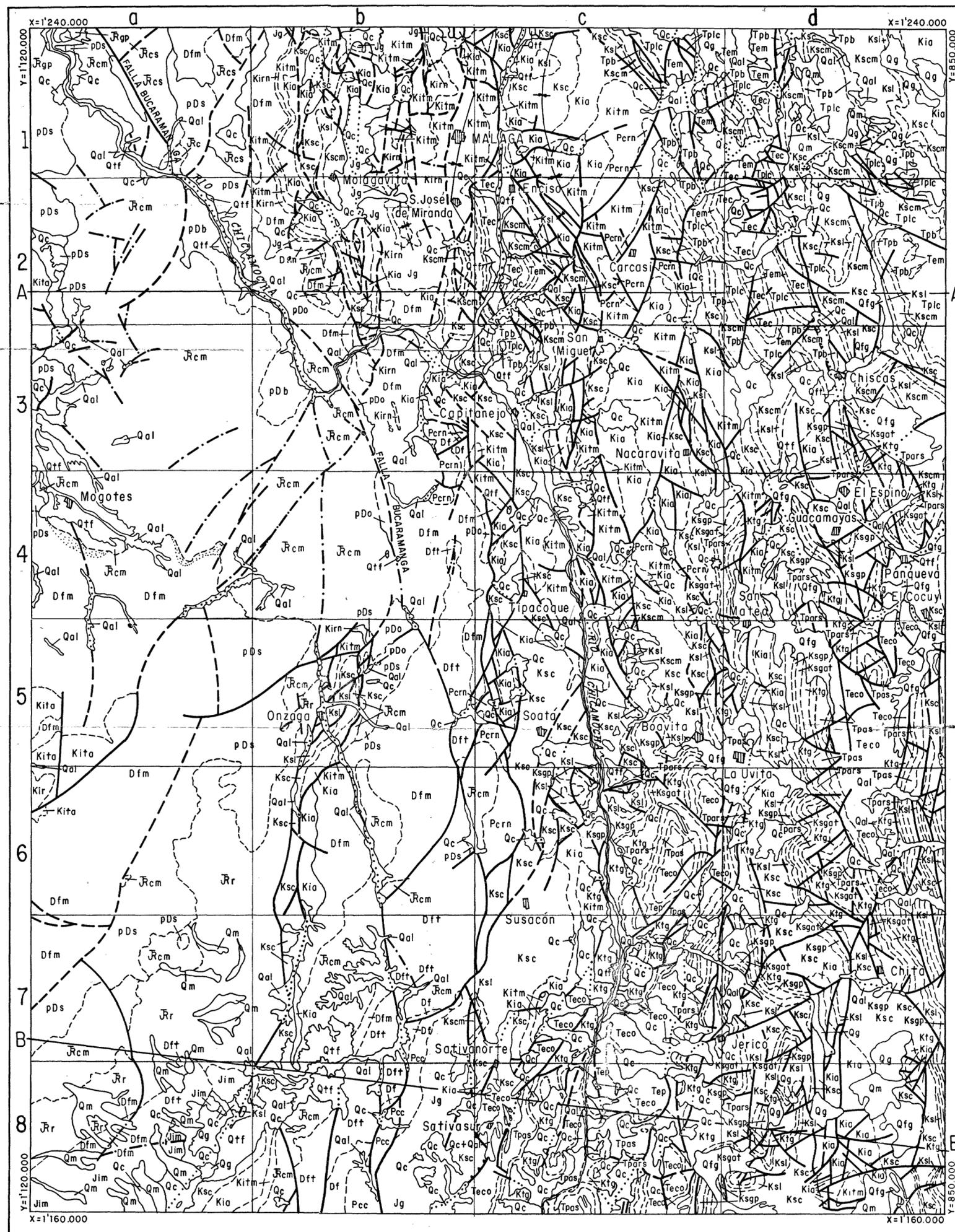
SECCION ESTRATIGRAFICA DEL CRETACEO Y TERCIARIO EN LA CONFLUENCIA DEL RIO SERVITA CON EL CHICAMOCHA

PLANCHA 2C

Por: N. Téllez I. y R. Vargas H.
Con la colaboración de: C. Ropaín, A. Gómez, A. Buitrago y C. Ortega

0 10 20 30 40 50 100 Mts.





L E Y E N D A
ROCAS ESTRATIFICADAS

- | | | | | | |
|-------------------------------------|---|--|--|--|--|
| Qal
ALUVION | Qc
COLUVION, TALUD, DERRUMBES | Qff
TERRAZA Y CONO DE DEYECCION | Qfg
FLUVIO GLACIAR | Qm
MORRENA | Qg
GLACIAR |
| Tec
FORMACION CARBONERA | Tem
FORMACION MIRADOR | Tplc
FORMACION LOS CUERVOS | Tpb
FORMACION BARCO | Kscm
FORMACIONES COLON Y MITO-JUAN | Teco
FORMACION CONCENTRACION |
| Ksl
FORMACION LA LUNA | Ksc
FORMACION CAPACHO | Kia
FORMACION AGUARDIENTE | Kim
FORMACION TIBU-MERCEDES | Kirn
FORMACION RIO NEGRO | Tep
FORMACION PICACHO |
| Kir
FORMACION ROSA BLANCA | Kita
FORMACION TAMBOR | Jg
FORMACION GIRON | Jim
FORMACION MONTEBEL | Pcc
FORMACION CUCHE | TPars
FORMACION ARCILLAS DE SOCHA |
| Jrgp
Granito de pescadero | Jrcs
Cuarzo monzonita Santa Bárbara | Jrcm
Cuarzo monzonita biotitica blanca | Jrr
Riolito grisaseo, grano fino | Df
Limolitas y arcillas laminadas | TPars
FORMACION ARENISCAS DE SOCHA |
| Jrd
DIORITA | pDs
FORMACION SILGARA | pDb
NEIS DE BUCARAMANGA | | Ksgat
FORMACION GUADUAS | Ktg
FORMACION ARENISCAS DE SOCHA |
| | | | | Ksgp
MIEMBRO ARENISCA TIERNA | Ksgp
MIEMBRO LOS PINOS |

Nomenclatura del Valle Medio del Magdalena

Nomenclatura de la Cuenca de Maracaibo

Nomenclatura del N.E. de la Sabana de Bogota

ROCAS IGNEAS

- Jrgp** **Jrcs** **Jrcm** **Jrr**
Jrd
pDs
pDb

Zona de contacto igneo-metamórfico



Nota. Estas planchas se encuentran disponibles en escala 1:100.000

MAPA GEOLOGICO DEL CUADRANGULO I-13, MALAGA

Por: Rodrigo Vargas H., Alfonso Arias T., Luis Jaramillo C., Noel Tellez I.